I. Aufsätze und Mitteilungen.

Über die Entstehung des Reliefs auf den sogenannten „Rillensteinen".

Von **B. G. Escher** (Delft Holland).

(Mit Tafel I und II.)

Meines Wissens war E. Haug[1]) der erste, der die »Rillensteine« in einem Lehrbuch über allgemeine Geologie abbildete. Seine Erklärung für die Entstehung der Rillen greift auf die erodierende Wirkung des Sandwindes zurück, ein Gedanke, der wahrscheinlich von Foureau stammt.

Die Idee schien mir nicht glücklich, denn es kam mir sonderbar vor, daß der Sandwind eine solche selektive Wirkung auf Kalkstein ausüben sollte. Die Härteunterschiede müßten dann von Stelle zu Stelle in einem homogenen Kalkstein ziemlich stark wechseln, was nicht recht einzusehen wäre.

O. Abel[2]) verglich solche Rillensteine, die sternförmige Zeichnungen besaßen, mit Meteoriten und mit Zeichnungen auf rotierenden Kolophoniumscheiben, entstanden durch Behandlung mit einem Dampfstrahl[3]). So kam er zu der Erklärung, daß der Sandwind auf durch den Wind fortgerollten Steinen die eigentümlichen, sternförmigen Skulpturen erzeugt habe. Damit wäre im besten Falle eine Erklärung für einen Bruchteil der Rillensteine gegeben.

Im September 1908 fand ich auf der Röti-Alp im Tödigebiet (Kanton Glarus, Schweiz) 2100 m ü. M. Verwitterungsscherben von Rötidolomit, die eine besondere Erosionsskulptur zeigten. Diese Skulptur erinnerte mich an diejenige der in den Wüsten vorkommenden Rillensteine.

Durch die Freundlichkeit von Herrn Boterhoven de Haan bekam ich 1910 aus der Sahara zwei Rillensteine aus der Umgebung von Colomb-

[1]) E. Haug, Traité de Géologie I. 1907. p. 394—395. Pl. L.

[2]) O. Abel, Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt. 1901. Bd. LI. 24 ff.

[3]) Fr. E. Suess, Die Herkunft der Moldavite. Jahrb. d. K. K. Reichsanstalt. 1900. Bd. L. S. 193—381. Siehe S. 341 ff.

Béchar. Genaue Betrachtung dieser Stücke zeigte mir wieder Übereinkunft dieser Skulpturen mit denjenigen der Rötidolomitscherben.

Da nun gerade in der allgemeinen Geologie schon so oft aus gleicher Wirkung fälschlich auf die gleiche Ursache geschlossen wurde, wollte ich erst mehr Wüstenmaterial sammeln, bevor ich auf eine ähnliche Entstehungsweise der Skulptur auf Stücken aus den beiden Gegenden schließen wollte. Rillensteine aus der Umgebung von Biskra, in diesem Frühling durch Herrn Heymans nach Amsterdam mitgebracht, bestärkten mich in meiner Meinung, daß auch in der Wüste das Wasser die Rillenskulptur hervorgerufen habe, wie das am Tödi der Fall ist.

Soeben gibt J. Walther[1]) eine Erklärung, die mir sehr plausibel vorkommt. Er bringt die Skulptur auf die ätzende Wirkung von aufsteigenden Lösungen zurück, also auf eine chemische Wirkung.

Der Zweck dieser Zeilen liegt also darin, Walthers Erklärung der Rillensteine zu unterstützen durch Hinweis auf Bildungen ähnlicher Rillenskulpturen, die außerhalb der Wüste entstanden und sicher auf chemische Wirkungen zurückzuführen sind.

Die Abbildungen 1, 2 und 3 beziehen sich auf Rötidolomitstücke von der Röti-Alp. Folgendes scheint mir daran beachtenswert.

Die Oberfläche ist matt und besitzt die typische orangebraune Verwitterungsfarbe des Rötidolomites. (Das Gestein ist auf dem frischen Bruch grau.)

Fig. 1 zeigt folgende Reliefeigentümlichkeiten:

I. Eine allgemeine Körnelung der Oberfläche: Kleine unregelmäßige Grübchen von $^1/_2$—$1\,^1/_2$ mm Durchmesser, $^1/_2$ mm tief, durch ebensolche Wärzchen geschieden; oder die Grübchen sind größer (bis 3 mm Durchmesser, ca. 1 mm tief), und es sind dann statt alleinstehender Wärzchen nur gewundene und geknickte Rippen zwischen den Vertiefungen vorhanden. (Homogene Ätzung.)

II. Geradlinig verlaufende, sich recht- oder schiefwinklig kreuzende oder berührende Rillen. 2—4 mm breit, 1—2 mm tief. Die Enden dieser kanalförmigen Vertiefungen sind gewöhnlich gerundet, seltener spitz zulaufend. (Spaltätzung.)

III. Unregelmäßige Vertiefungen $^1/_2$—1 mm tief mit gebuchteten und lappigen Umrißformen. (Negative Knauerätzung.)[2])

IV. Relative Erhöhungen. Geradlinig verlaufende, sehr feine Rippen. Weniger als $^1/_2$ mm breit und hoch. Oft nur einen kleinen Steilrand in der Oberfläche andeutend, auf der einen Seite dann weniger als $^1/_2$ mm abfallend, auf der anderen Seite im Niveau der Oberfläche. (Positive Ausfüllungsätzung.)[3])

[1]) J. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. II. Aufl. 1912. p. 124—127.

[2]) Rechts unten; oben (8—9) über dem Maßstab.

[3]) u. a, am unteren Rande, oberhalb 5 des Maßstabes anfangend, schräg gegen rechts ansteigend, bis über 11,2 des Maßstabes.

IVa. Vorkommend auf der Oberfläche unter I genannt; auch durch III sichtbar.

IVb. In der Längsrichtung, am Grunde von einigen der unter II genannten Rillen verlaufend.

Diese vier Reliefformen glaube ich folgendermaßen erklären zu dürfen:

I. Die Homogene Ätzung entsteht durch die chemische Wirkung von Wasser (+ darin gelösten Stoffen), auf die mehr oder weniger homogenen Teile des Gesteins.

II. Das Gestein ist stark von Sprüngen (Haarrisse) durchsetzt. Viele davon mögen unsichtbar sein, andere sind deutlich mit der Lupe am Grunde der geradlinig verlaufenden Rillen zu sehen. Das Wasser ist offenbar kapillär durch diese Haarrisse angesogen und hat darum hier stärker ätzend wirken können wie im homogenen Gestein; es hat so geradlinige Rinnen gebildet nach einem Vorgang, den ich hier Spaltätzung nenne.

III. Es mögen im Gestein knauerförmige Partien vorkommen, die leichter löslich sind als der Rest. Diese werden dann kräftiger vom Wasser angegriffen und bilden im Gestein unregelmäßig begrenzte Vertiefungen. (Negative Knauerätzung.) Der umgekehrte Fall, daß knauerförmige Partien weniger leicht löslich sind, ist natürlich auch denkbar und kommt oft vor, aber nicht an dem beschriebenen Gesteinsstück. Diese werden dann nach Anätzung durch Wasser (+ Gelöstem) aus dem Gestein hervortreten. (Positive Knauerätzung.)

IV. Bisweilen sind die feinsten Risse mit einem sekundären Material ausgefüllt. Bietet dieser Stoff der chemischen Wirkung des Wassers mehr Widerstand, dann wird diese sekundäre Rißausfüllung als Rippe erscheinen. (Positive Ausfüllungsätzung.) Vielleicht hat das Gesteinsstück schief gelegen, so daß auf der einen Seite einer solch widerstandsfähigen Rippe mehr Material gelöst, und das auf der anderen Seite der sekundären Rißausfüllung liegende Gestein vor Ätzung mehr geschützt wurde. So wäre dann ein Miniaturs teilrand erklärt.

Wie sind die feinsten Rippchen aber in einigen der unter II. genannten geradlinigen Rillen zu erklären, oder vielmehr, wie sind diese Rillen selbst zu deuten?

Es kommt mir wahrscheinlich vor, daß beiderseits der sekundären Rißausfüllungen unsichtbare Haarrisse durch das Gestein hindurchsetzen, welche das Wasser kapillär anziehen. Zu bemerken ist noch, daß die zwei längeren Seiten des Stückes 1 durch in der Längsrichtung halbierte, geradlinige Rillen begrenzt werden. (Haarrisse.)

In den Figuren 2 und 3, welche ein Gesteinsstück von zwei verschiedenen Seiten darstellen, sieht man besonders deutlich die Spaltätzung. Diese ist hier so weit fortgeschritten, daß die Spalten bis 6 cm tief das ganze Stück durchsetzen. Die horizontal verlaufende Spalte im unteren Teil von Fig. 2 durchsetzt das Stück zur Hälfte. Der Papierstreifen gibt andere tiefe ausgeätzte Risse an. Fast alle die

vielen wenig tiefen, geradlinigen Rillen zeigen, unter der Lupe betrachtet, am Grunde feine Haarrisse.

Die homogene Ätzung, die Körnelung, tritt hier ebenfalls auf; in 2 nicht so deutlich als in den oberen Teilen von 3. Eigentümlich ist das Fehlen dieser Grübchen und Wärzchen der homogenen Ätzung auf den jüngst freigelegten Spaltflächen (in 2 zu sehen) und an den Rißwänden.

In dem Vorkommen dieser homogenen Ätzung auf den äußeren Flächen der Stücke und dem Fehlen derselben auf den inneren Flächen sehe ich einen Beweis für diese Ätzung durch die Bodenfeuchtigkeit.

Für unsere Zwecke sind nun zwei Skulpturen wesentlich:

1. Homogene Ätzung; 2. Spaltenätzung.

Fig. 5 zeigt einen Rillenstein von Colomb-Béchar (NW. Sahara). Er ist grau und rostbraun gefleckt und besitzt den eigentümlichen Firnisglanz, der auf die Wirkung von »Staubwind« zurückgeführt wird[1]).

Nach dem oben Gesagten ist an diesem Gestein deutlich zu sehen:

1. die Reliefform der homogenen Ätzung, 2. die Skulptur durch Spaltätzung.

Die ersten Formen sind wohl dasjenige, was Haug[2]) »aspect alvéolaire de la surface« nennt. Die auf Fig. 5 abgebildeten Formen zeigen im homogenen Gestein kleine Grübchen, die so nahe zusammen vorkommen, daß zwischen ihnen nur feine Grate und Kämme übrig geblieben sind. Auf einer anderen Seite des gleichen Stückes besitzt diese Kleinskulptur eine Form, die an Hirnwindungen erinnert.

Hier sind die Grübchen ebenfalls klein: 1—$1^1/_2$—3 mm im Durchmesser und sehr wenig tief (ca. $^1/_2$ mm).

Die Spaltätzung ruft auch hier kräftigere Formen hervor. Die Rinnen verlaufen hier nicht auf so lange Strecken gerade, wie bei den Rötidolomitstücken. Mit der Lupe sieht man aber auch hier am Grunde der Rillen Haarrisse.

Wie entstanden aber an den Stücken vom Tödi die Haarrisse? Zum größten Teil wohl bei dem gebirgsbildenden Prozesse, d. h. also durch Druck; daher oft eine nahezu parallele Anordnung mehrerer Risse. An den Rillensteinen der Wüste mögen die Haarrisse an lose herumliegenden Stücken durch kräftige Besonnung und nachträgliche, plötzliche Abkühlung oder durch Austrocknen entstanden sein. Darum sind hier kreuz und quer verlaufende Risse. Die Spaltrillen sind hier etwa 1 mm tief und eben so breit.

Fig. 4 (ebenfalls ein Stück von Colomb-Béchar) zeigt einen Rillenstein, auf dem einige Spaltrillen deutlich sind. Diese sind hier breiter,

[1]) Walther, loc. cit. p. 180.
[2]) loc. cit. p. 394.

oben bis 5 mm und tiefer, bis 3 mm. Auf einer anderen Seite des hier abgebildeten Stückes sind die Spaltrillen bis 6 mm tief.

Die Körnelung, durch homogene Ätzung entstanden, ist hier weniger deutlich. An diesem Stück tritt wahrscheinlich die von Walther beobachtete Erscheinung auf, daß der Sandwind die Rillensteine allmählich wieder glättet. Dieser Glättung fallen natürlich erst die feineren Formen der homogenen Ätzung zum Opfer.

Ich glaube hiermit gezeigt zu haben, daß die Übereinstimmung zwischen der Skulptur der Rötidolomitstücke und der Saharasteine eine große ist. Es scheint mir darum auch gerechtfertigt, das Relief der Rillensteine einer ätzenden Wirkung des Wassers (+ Gelöstem) zuzuschreiben.

Übrigens darf darauf hingewiesen werden, daß die Rillensteine zum größten Teil aus Carbonat bestehen (nach Haug zum Teil auch aus Hämatit), während die Stücke von der Röti-Alp Dolomit sind, also durch Lösungen, geologisch gesprochen, leicht angreifbare Stoffe.

Walther[1]) bildet auch ein Geröll mit Spaltrillen ab und schreibt dazu:

»Kalkspatsprünge, die das Gestein durchziehen, sind meist tiefer angefressen.«

Ich vermute, daß mit »Kalkspatsprünge« gemeint wird: Mit sekundärem Kalkspat ausgefüllte Risse. Walther beobachtete in dem Falle also eine ähnliche Erscheinung, wie ich unter IVb genannt habe, d. h. ein Vorhandensein von Rillen, da wo sekundäres Carbonat vorhanden ist. Walther erwähnt nicht das Hervortreten der Spaltausfüllung im Relief. Es ist natürlich auch gut denkbar, daß die sekundären Carbonate leichter angreifbar sind als das ursprüngliche Gestein. (Negative Ausfüllungsätzung.)

Hier möchte ich hervorheben, daß nach meinen Beobachtungen an Rillensteinen die Spaltrillen auch da entstehen, wo einfache Haarrisse ohne sekundäre Ausfüllung vorhanden sind.

Bis jetzt habe ich nur Rillensteine besprochen, die neben Merkmalen einer homogenen Ätzung auch solche von Spaltätzung besitzen. Die Übereinstimmung zwischen angeätzten Stücken aus der Wüste und aus dem Hochgebirge ist gerade in der Spaltätzung am auffallendsten, weil diese Formen prägnanter sind. Aber in der Wüste werden sehr viele Rillensteine getroffen, welche keine Spaltätzung aufweisen. So bildet Walther[2]) in Fig. 58 und 59 zwei Stücke, Haug[3]) auf Taf. L, Fig. 3, 4, 5 drei Stücke ab, die nur Merkmale der homogenen Ätzung tragen. Ich kenne mehrere solche Stücke aus der Umgebung von Biskra und vom Nordrande des Schott Melrir, die auch nur homogene Ätzungserscheinungen zeigen. Darauf ist die Bezeichnung »Rillen-

[1]) loc. cit. p. 125.
[2]) loc. cit. p. 125—126.
[3]) loc. cit.

stein« nicht immer anwendbar, denn mehrere dieser Stücke zeigen nicht so sehr Rillen als wohl Grübchen. Der Name Rillenstein paßt aber sehr gut für solche Stücke, die nur homogene Ätzungsmerkmale tragen, an denen die Grübchen aber durch feine Rillen ersetzt sind. Hierzu gehören die von ABEL[1]) besprochenen Stücke, die von HAUG[2]) genannten Steine mit »un aspect vermiculé« oder »une sorte de guillochage« und die von WALTHER abgebildeten und oben genannten Stücke. Für die Entstehung dieser Rillen durch homogene Ätzung wird man wohl WALTHERS Erklärung[3]) zu Hilfe nehmen müssen: »Die Rillen entstehen im Boden, und zwar nahe der Bodenoberfläche, durch die Ätzwirkung aufsteigender, sich hier konzentrierender Lösungen. Indem sie langsam an der Oberfläche der im Boden verteilten Kalksteine entlang ziehen, bilden sich nicht körnige, sondern linear verbundene Rauhigkeiten.«

Man könnte nun leicht in die Versuchung kommen, die oben besprochenen Reliefeigentümlichkeiten dem Kapitel »Karrenerscheinungen« einzureihen. Soweit mir die Schratten bekannt sind, tritt da die Erscheinung der homogenen Ätzung nicht in der oben beschriebenen Weise auf. Eine feine Skulptur der Karren ist gewöhnlich die Folge der Kombination: Auflösung und Schwerkraft, d. h. die feinere »Kannelierung« geht in der Richtung des Gefälles[4]). In hohen Regionen, wo Schnee mitspielt, entsteht oft etwas, das noch am ehesten mit der hier genannten homogenen Ätzung zu vergleichen wäre; ich meine die »schwammige Auslaugung«[4]). Aber die Kleinformen im Relief der Karren sind doch immer schärfer und ausgeprägter als die Produkte der oben besprochenen homogenen Ätzung, die ich auf Bodenfeuchtigkeit zurückführen möchte. Wir dürfen auch nicht vergessen, daß die typischen Karren gewöhnlich auf $CaCO_3$ auftreten, welches Gestein viel leichter löslich ist als Dolomit. Darum findet man vielleicht auch in regenreicheren Regionen, wie am Tödi, auf schwerer löslichem Gestein (Dolomit) ähnliche Formen wie in regenärmeren Gebieten (Sahara) auf leichter löslichem Gestein (Kalkstein).

Vielleicht spielt auch eine Klimaeigentümlichkeit in der Bildung ähnlicher Ätzwirkungen auf Carbonate im Hochgebirge und in der Wüste mit. Auch im Hochgebirge ist die Besonnung sehr kräftig, und im Sommer besteht ein oft plötzlicher Wechsel von großer Erhitzung und starker Abkühlung.

---

[1]) loc. cit.
[2]) loc. cit.
[3]) loc. cit. p. 394.
[4]) P. ARBENZ. Die Karrenbildungen. Deutsche Alpenzeitung. 1909.

Erläuterung zu Tafel I.

Fig. 1 und 2. Rötidolomit von der Röti-Alp, Tödigebiet, Kanton Glarus, Schweiz. Oberfläche matt.

Fig. 1. Homogene Ätzung, Spaltätzung, negative Knauerätzung, positive Ausfüllungsätzung.

Fig. 2. Homogene Ätzung, tief eingeschnittene Spaltätzung.

Erläuterung zu Tafel II.

Fig. 3. Das nämliche Stück Rötidolomit wie in Taf. I. Fig. 2, doch von einer anderen Seite gesehen. Homogene Ätzung, Spaltätzung.

Fig. 4. Sogenannter »Rillenstein« Colomb-Béchar (NW. Sahara). Homogene Ätzung, Spaltätzung, Firnisglanz. Homogene Ätzung, wahrscheinlich undeutlich durch Zerstörung der chemischen Auflösungsskulpturen durch den mechanisch wirkenden Sandwind.

Fig. 5. Sog. »Rillenstein« von Colomb-Béchar (NW. Sahara). Homogene Ätzung, Spaltätzung, Firnisglanz.

Einige Bemerkungen zur Tektonik der Berner Kalkalpen.

Von **Eduard Helgers** (Frankfurt a. Main).

Neuere Literatur:

1. Paul Beck, Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. z. geolog. Karte der Schweiz. Neue Folge XXIX. Lieferung, Spezialkarten Nr. 56, 57.
2. Paul Beck, Über den Bau der Berner Kalkalpen und die Entstehung der subalpinen Molasse. Eclogae geol. Helvetiae. Vol. XI, Nr. 4, S. 497—518. Mai 1911.
3. Paul Beck, Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. Eclogae geol. Helvetiae Vol. XII, Nr. 1, S. 65—147. Août 1912.
4. Ed. Gerber, Die Standfluhgruppe, ein wurzelloses Schollengebirge. Eclogae geol. Helvetiae, Vol. XI, Nr. 3, S. 323—352. Déc. 1910.
5. Ed. Helgers, Die Lohnerkette, eine geotektonische Skizze. Buchdr. K. J. Wyss, Bern. 1909.
6. M. Lugeon, Carte géologique des Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. Mat. pour la carte géol. de la Suisse, N. S. livr. 30, Carte spéc. Nr. 60.

Im Anschluß an die neuesten Untersuchungen von P. Beck, Ed. Gerber und M. Lugeon über die Tektonik der Berner Kalkalpen sei mir gestattet, einige Korrekturen zu meiner Publikation, betreffend die Lohnerkette, anzubringen.

Mein Profil der Lohnerkette ist an den unteren Partien des Elsighorns nicht ganz einwandfrei zu nennen, insofern ich gleiche stratigraphische Horizonte etwas all zu schematisch miteinander verbunden habe, einem Risiko dabei Gefahr laufend, welches — wenn man den schollen-

artigen Aufbau der unteren Partien des Elsighorns berücksichtigt — leicht zu falscher Beurteilung Veranlassung geben könnte. Vor wenigen Jahren waren die Brüche noch nicht recht in der Mode; heutzutage wird manch Brüchlein kartiert, auch dort, wo man vergeblich danach sucht.

Vor allem möchte ich zuerst den Gollitschenabsturz auf die Anklagebank setzen. Was mich dazumal hauptsächlich bewog, eine Unterbrechung der Schichten am First-Hohwang einerseits und Stand-Gollitschen andererseits anzunehmen, war der lose Schichtverband zwischen Stand und Hohwang, sowie das Auftreten einer ausgesprochenen Verwerfung zwischen letztgenannten Gipfeln. Tatsächlich konnte ich auch auf meiner letzten Begehung dieser Lokalität keinen unmittelbaren Zusammenhang konstatieren, wohl aber unten im Kandertal. Hier ziehen sich die Tschingelkalke des Hauterivien am Fuße der imposanten Gollitschenwand hinüber in die Lohnerantiklinale. Um keine Disharmonien mit den Resultaten anderer Forscher hervorzurufen, anerkenne ich die Geburt einer Gollitschensynklinale.

Der Gollitschenabsturz ist tektonisch mit dem Buchholzkopf am Thunersee in Parallele zu bringen. Hohgantsandsteine, Lithothamnienkalke dominieren bei der Gollitschen; während hauptsächlich Hohgantsandsteine, Nummulitenkalke, sowie helvetische Stadschiefer an den Flanken der zerhackten Scholle des Buchholzkopfes anzutreffen sind. Auch das »Därligengewölbe« (direkt über dem Därligentunnel) mit seinem mächtigen Auftreten von Hohgantsandstein muß als eine isolierte Scholle angesehen werden.

Die Waldegg bei Beatenberg als die direkte Fortsetzung des Buchholzkopfes anzusprechen, erscheint mir fraglich und noch nicht genügend bewiesen. Ich vermute vielmehr, daß die Scholle des Buchholzkopfes in das Thunerseebecken untertaucht und östlich, etwa unter dem Habkerntal, ihren unsichtbaren Verlauf fortsetzt. Die Waldegg als dritte und mächtigste Scholle würde den Schollen Buchholzkopf und Därligengewölbe vorlagern. Sämtliche drei Schollen müssen als ein tektonisch äquivalenter Schichtkomplex betrachtet werden.

Was die obere Elsighornantiklinale anbetrifft, so ist dieselbe auf meinem Profil zu wenig mächtig eingezeichnet. Der Urgonhorizont im liegenden Gewölbeschenkel der Antiklinale bewegt sich auf der Kandertalseite zwischen Isohypsen 1500—1700, wird stark durch Brüche zersetzt und tritt nicht allerorts gleichmäßig ausgebildet auf. Die an ihrer Gewölbeumbiegung stark angeschwollene und gegen das Engstligental geneigte obere Elsighornantiklinale zeigt ein rapides Fallen ihrer Gewölbeachse gegen Achseten. Zahlreiche Verwerfungen und Brüche sind an den leicht zugänglichen Flühen oberhalb Achseten zu konstatieren. Besonders an den mehr kompakteren Schichthorizonten, wie Hohgantsandstein und Lithothamnienkalk, aber auch an den bankig ausgebildeten Hauterivien-Kieselkalken lassen sich diese Dislokationen leicht auffinden.

An dieser Stelle möchte ich noch nachtragen, daß ich das Urgonhäkchen im Lauenentälchen (Kandertal) als Valangienmergel anspreche. Auf dem Grat von Stand über Kirchhorn zum Elsighorn habe ich nichts tektonisch Neues zu berichten. Ich halte vor wie nach an der Kirchhornverwerfung (Sundlauenenverwerfung) fest. Der gesamte Schichtkomplex der oberen Elsighornantiklinale streicht über dem Kandertal in der Luft aus und findet auf der rechten Kandertalseite kein tektonisches Äquivalent; erst nördlich vom Thunersee erblicken wir in der zerhackten Scholle des Niederhorns (Beatenberg) die tektonische Fortsetzung.

Verweilen wir einen Augenblick bei der Standfluh im Kiental. Diese Kreide-Tertiärscholle wurde von Gerber einer gründlichen Revision unterzogen und in einer neuen, gewissenhaft aufgenommenen geologischen Karte zum Ausdruck gebracht. Gerber und andere Forscher bringen neuerdings die schicksalsreiche Standfluh mit der Beatenberg-Niederhornscholle in Zusammenhang. Tektonische Gründe zwingen mich dazu, von einer Zusammengehörigkeit beider Schollenkomplexe Abstand zu nehmen. Gerber beobachtete ganz richtig das treppenförmige Absinken der Standfluhschichten gegen das Thunerseebecken, andererseits vermute ich, daß zwischen den beiden Thunerseeufern eine gewaltige Krustenbewegung der Erdrinde stattfand, sich äußernd in einer Vertikalverwerfung von mehreren hundert Metern Sprunghöhe. Daß hier auch Transversalverschiebungen eine bedeutende Rolle spielen — ich erinnere nur an Morgenberghorn und Harder —, ist uns bereits bekannt. Den abgesunkenen Flügel repräsentiert die Niederhornscholle, nicht den gehobenen Teil, wie Gerber annimmt; sondern derselbe wurde erst nachträglich durch die Aufrichtung der Molasseschichten, bzw. der autochthonen Basis wieder gehoben. Das sind wichtige Argumente, welche die wunderliche Parallelisierung der Standfluhscholle, bzw. der Birchenbergscholle mit der Niederhornscholle außer allen Zweifel stellten. Erscheint doch die Urgonscholle des Birchenberges wie ein Häuflein Elend neben der mächtigen Niederhornscholle. Es läßt sich mit großer Wahrscheinlichkeit sagen, daß die Äquivalente der Standfluhscholle als Schollenreste zwischen autochthoner Basis und Niederhornscholle ein verborgenes Dasein fristen.

Kehren wir zurück ins Kandertal, und besprechen wir in aller Kürze die Elsighornsynklinale. Die als offene Synklinale eingezeichnete Elsighornsynklinale betrachte ich nunmehr als eine ausgequetschte Synklinale. Bevor man die Alp Horn betritt, läßt sich ein urgonähnlicher Lithothamnienkalk anschlagen, etwas weiter darüber folgen flyschartige, fossilarme Schiefer, täuschend ähnlich den Valangienmergelschiefern. Oben auf Alp Horn wurde ich durch den Fund einer typischen Niesenbreccie angenehm überrascht. Hier muß sich also vermutlich irgendwo die Klippenzone hindurchziehen. Oberhalb Alp Horn und Alp Port stehen Drusbergschichten der oberen Elsighornantiklinale an. In dem

Vorkommnis der fraglichen Flyschschiefer, sowie der Niesenbreccie ist damit die Lage und das Vorhandensein einer Synklinale unzweideutig erbracht; während der Lithothamnienkalk bereits der gleich zu besprechenden unteren Elsighornantiklinale angehört.

Das Vorhandensein einer unteren Elsighornantiklinale muß ich als eine streng gedachte Antiklinale im tektonischen Sinne verneinen. Mit etwas Fantasie läßt sich allerdings eine Antiklinale leicht konstruieren, wenn man versucht, die entsprechenden stratigraphischen Horizonte miteinander zu verbinden. Als tektonisches Moment tritt hier die Scholle in den Vordergrund. Wir konstatieren eine ganze Anzahl zueinander staffelförmig auftretender Schollenreste. Ich habe auf der Strecke unterhalb Alp Horn bis Alp Truten vier größere Schollen unterscheiden können. Ein genaues, einwandfreies Profil durch diese Gegend zu legen, würde der steten Kritik der Herren Schulgeologen ausgesetzt sein. Diese Schollenreste bestehen meistens in ihrem Kern aus Urgon, darum lagern Hohgantsandsteine und Nummulitenkalke; die vorderste Scholle liegt förmlich im Niesenflysch eingebettet. Darunter als Liegendes oligocäner Flysch und mächtiges Auftreten von Taveyannazsandstein, besonders auf der rechten Kandertalseite am Fuße des Gerihorns. An den Flühen oberhalb des Blau-Seeli treten alsdann noch Hauterivien und Valangienkalke hinzu.

Was die Tektonik der schollenartig aufgebauten unteren Partien des Elsighorns anbetrifft, so neigte ich früher zu der Ansicht, daß wir hier ähnlich wie bei der Standfluh mit staffelförmigem Absinken der Schichten eines und desselben Schichtkomplexes zu tun hätten. Bei meiner letzten Begehung dieser Lokalität kam ich jedoch von dieser Anschauung ab und anerkenne die Selbständigkeit jeder einzelnen Scholle. In diesen Schollenpartien erblicke ich das westliche Äquivalent der Standfluhscholle.

Werfen wir noch einen flüchtigen Blick auf die rechte Kandertalseite, so stellen wir fest, daß die entsprechenden Schichthorizonte am Gerihorn leider größtenteils durch Vegetation, Bergschutt und Moränen verdeckt werden. In den verschiedenen Bachtobeln lassen sich beinahe alle Horizonte vom Valangien bis zu den Stadschiefern anschlagen.

Auch auf der linken Kientalseite notieren wir Hohgantsandstein, Urgon und Hauterivien. Diese letztgenannten Schichthorizonte ziehen sich nach der unteren Bachalp; sie sind als Äquivalente der gegenüberliegenden Kreide und Tertiärschichten an der Standfluh anzusehen.

Am Gerihorn-Giesenengrat und gegen das Sattelhorn zu treffen wir die bis heute noch zur oberen Kreide gerechneten Wangschichten an. Leider ist es mir bis jetzt noch nicht gelungen, diese oft in ihrem Habitus an Hochgebirgskalk erinnernden Quarzsandkalke auf der linken Kandertalseite am Elsighorn anzuschlagen. Das Liegende der Wangschichten ist Urgon, darunter lagern Hohgantsandstein und nochmals Urgon. Beck nimmt hier eine tektonische Trennung dieses Schichtkomplexes

an, indem er die Wangschichten mit dem oberen Urgonband von dem darunter auftretenden Hohgantsandstein absondert. Sämtliche Schichthorizonte in den oberen Partien des Gerihorns stellen sicherlich einen tektonisch zusammengehörenden Schichtverband dar; von einer Überschiebung oder von einer Überschiebungsbreccie ist an fraglicher Stelle nichts zu bemerken. Verfolgen wir den durch zahlreich auftretende Brüche gegen das Sattelhorn sich hinziehenden Gerihorngrat, so beobachten wir, wie die beiden Urgonhorizonte sich schließlich vereinigen. Der dazwischen eingeklemmte Hohgantsandstein keilt aus und liegt vorn am Gerihorn muldenförmig drinnen. Auf der Alm »auf der Egg« wird dieser Quarzsandsteinhorizont sogar noch von einer Verwerfung durchquert.

Die östliche Fortsetzung des Gerihorns findet nach Beck ihr Äquivalent erst nördlich von Interlaken, am Augstmatthorn. Dem stimme ich auch bei; dagegen verhalte ich mich entschieden ablehnend gegen die Selbständigkeit der Augstmatthorndecke. In der Wangdecke (Beck) erblicke ich einen vorgeschobenen und gefalteten Schichtkomplex, eine vorgelagerte Antiklinale (Frontallappen), ursprünglich wohl einer höheren Teildecke der Lohner-Harder-Front angehörend mit örtlichem Auftreten von Wangschichten. Durch die nivellierenden Faktoren der Erosion und Denudation wurde der größte Teil der Wangdecke abgetragen. Besonders intensiv arbeiten diese Kräfte noch heutzutage am Brienzergrat.

Gerber spricht in seiner vortrefflichen Standfluharbeit von einer basalen Trümmermasse. Bei näherer Betrachtung entpuppt sich dieser Horizont als das Synonym meines Verbindungshorizontes zwischen helvetischer Basis, Decke und Scholle. Die etwas hinkende Bezeichnung Gellihornzwischendecke stammt von Buxtorf. Nach langem Überlegen erkenne ich in der Gellihornzwischendecke, wie ich solches auch schon früher angedeutet habe, einen von der helvetischen Basis abgerissenen Schichtkomplex, aufgelöst in viele einzelne Schollenreste (Brünli bei Mürren), welcher mit der basalen Trümmermasse (Taveyannaz und oligocäner Flysch) verfaltet worden ist. Basale Trümmermasse (Verbindungshorizont) und Gellihornzwischendecke betrachte ich also als zwei voneinander getrennte tektonische Schichtverbände. Ersteren habe ich auf meinen Profilen in den Trümmerwerkhorizont einbezogen.

Um nochmals auf meine Publikation »die Lohnerkette« zurückzukommen, setzt sich mein Trümmerwerkhorizont aus folgenden tektonischen Einheiten zusammen, nämlich aus meinem Verbindungshorizont (z. T. basale Trümmermasse nach Gerber), aus den Klippenschollenresten der Zone des cols, aus den Klippengesteinen (Leimernschiefern, Fleckenmergeln usw.) mit Exotica (Habkerngranit usw.) und endlich aus den Kalk- und Mergelschiefern der Niesenkette.

Beck unterzog sich der Aufgabe, die Klippengesteine tektonisch sowie stratigraphisch eingehender zu untersuchen. Sein genialer Speku-

lationsgeist und sein fabelhaftes Aneignungstalent waren ihm stets treue Begleiter auf all seinen geologischen Wanderungen im Gebirge. Wenn auch manch wissenschaftliches Ergebnis noch einer exakteren Nachprüfung bedarf, so gebührt Beck doch unbedingt das Verdienst, in der Erschließung der Tektonik der Berner-Kalkalpen, insbesondere in der richtigen Erfassung des Klippenphänomens ganz tüchtiges geleistet zu haben.

In aller Kürze seien noch die Klippengesteine (Niesen-Habkerndecken) erwähnt. Wir können hier je nach tektonischer Lage verschiedene Klippenmulden unterscheiden, welche in ihrem östlichen Verlaufe wesentliche Komplikationen erfahren; so haben wir z. B. am Buchholzkopf auf beiden Flanken dieser Tertiärkreidescholle zwei nach ihrem petrographischen Charakter mehr oder weniger getrennte Klippenmulden vor uns. Die Mulde Morgenberghorn-Buchholzkopf ist hauptsächlich charakterisiert durch das Auftreten von kristallinen und eruptiven Exotica, welchen man andererseits in der Mulde von Leissigen selten begegnet; dafür stößt man aber auf desto reichhaltigere Sedimentexotica. Ferner erinnere ich an das Vorkommen von Rauhwacke am Fuße des Gerihorns, Niesenflysch im Kiental und bei Mittholz im Kandertal, den Klippengesteinen, wie Niesenbreccien in den unteren und mittleren Partien des Gerihorns (Kientalerseite) und den Leimernschiefer (Couches-rouges) auf dem Giesenengrat (Knubel). Vielerorts konstatieren wir, z. B. im Kandertal bis Kandersteg hinauf und in der Kienschlucht, sowie auch bei Krattigen am Thunersee usw. ein inniges Verfalten der Klippengesteine (Zone des cols) mit der basalen Trümmermasse. Auf eine Detailbeschreibung verzichte ich, da bereits petrographische und tektonische Untersuchungen der Klippengesteine im Gange sind.

Um einen Rückblick auf die tektonischen Äquivalente zu gewinnen, werde ich der Übersichtlichkeit halber die tektonisch-stratigraphische Tabelle von Gerber benutzen. In dieser Tabelle habe ich die mir notwendig erscheinenden Abänderungen getroffen, welche sich auf die Gebirgsäquivalente beziehen, und welche nur in wenigen Punkten von Gerbers Anschauung abweichen.

Zum Schluß möchte ich kurz noch einmal auf die Gesteine der »Zone des cols« zurückkommen. Diesen stark in seinem Gefüge zerrütteten Schichtkomplex habe ich in meinem Trümmerwerkhorizont untergebracht. Da nun wie bekannt einzelne stratigraphische Horizonte durchaus helvetische Facies, und zwar hochalpine Facies aufweisen, entsteht unmittelbar die brennende Frage nach dem gebirgsbildenden Vorgang dieser stark dislozierten Schollen. Vor dem Faltungsprozeß der helvetischen Schichtserien bildeten diese mit der darüber lagernden, bzw. vorerst abgelagerten »Klippendecke« eine wellige Landschaft. Mächtige Ströme mit gewaltigen Deltas müssen zu jener Zeit existiert haben, welche das Gesteinsmaterial der medianen Präalpen und »die Exotica« verfrachteten. Nachdem das eocäne Landschaftsbild durch die

Übersichtstabelle der tektonischen Gebirgsäquivalente.

Ed. Helgers.

Gebiet zwischen	Engstligental-Kandertal	Kandertal-Kiental	Kiental-Suldtal	Suldtal-Thunersee	Nordseite des Thunersee
I.	Lohner-First (Antiklinale).	Ärmighorn.	Dreispitz (oberer Teil).	Morgenberghorn.	Harder.
II.	1. Klippenmulde: Metschalpen, Stand (Elsighorn).	1. Klippenmulde: Knubel (Ärmighorn).	fehlt (abgetragen?).	1. Klippenmulde: Därligenmulde (Brunnialp).	1. Klippenmulde: Habkerntal (Lombach).
III.	Gollitschenabsturz (Kandertal).	Kandertal: obere Giesenenalp (Ärmighorn) Kiental: Bachfluh.	Dreispitz (unterer Teil).	1. Scholle: Därligengewölbe. 2. Scholle: Hutmaad, Buchholzkopf.	3. Scholle: Waldegg.
IV.	obere Elsighornantiklinale (Kirchhorn).	fehlt (abgetragen?).	fehlt (abgetragen?).	fehlt (abgetragen?).	Beatenbergscholle (Niederhorndecke).
V.	2. Klippenmulde: Elsighornsynklinale Almen: Horn, Port, Ober-Balmen (Kandertal).	2. Klippenmulde: mittl. Partien am Gerihorn; Almen: Wiesenmätteli, Eggweid, Fahrnital.	2. Klippenmulde: Renggalp-Grat Standfluhklippengesteine.	2. Klippenmulde: (Leissigenmulde) Gräberegg. Hornegg.	Leimern auf Beatenberg.
VI.	Kreide-Eocän-Schollen am Elsighorn (untere Elsighornantiklinale).	Kreide-Eocän-Serie Kandertal: mittl. u. unt. Partien am Gerihorn. Kiental: Hohe Brandweid, Unt. Bachalp.	Kreide-Eocän-Serie Standfluh.	Birchenberg (Urgon) Gräberegg (Hauterivien).	unsichtbar?
VII.	fehlt?	Wangdecke: obere Partie am Gerihorn, Sattelhorn.	abgetragen?	abgetragen?	Wangdecke: Augstmatthorn, Suggithurm.
VIII.	Basale Trümmermasse (Verbindungshorizont); verfaltet mit Zone des cols und Niesendecke, Kandertal (Kandergrund).	Basale Trümmermasse (Verbindungshorizont); untere Partien am Gerihorn, Felsenburg, Mittholz verfaltet mit Niesendecke.	Basale Trümmermasse (Verbindungshorizont; Taveyannazsandstein unter der Sandfluh, Kienschlucht.	Basale Trümmermasse (Verbindungshorizont); Krattiggraben; Leissigenbad, verfaltet mit Zone des cols und Niesendecke.	Basale Trümmermasse (Verbindungshorizont); Taveyannazsandstein von Merligen, Tanzbodenfluh, verfaltet mit Zone des cols.
IX.	3. Klippenmulde: Zone des cols: Adelgos, Reinisch, verfaltet mit Niesendecke.	3. Klippenmulde: Zone des cols: Fuß des Gerihorns (Kienschlucht), verfaltet mit basaler Trümmermasse und Niesendecke.	3. Klippenmulde: Zone des cols: Mülenen, Heustrich, verfaltet mit Niesendecke.	? 3. Klippenmulde: Zone des cols: Spiez, Krattigen, Rosliweid, verfaltet mit basaler Trümmermasse u. Niesendecke.	? Zone des cols: Nordwestabhang des Sigristwylergrates (Bodmi etc.), verfaltet mit basaler Trümmermasse.

Akkummulation der Flüsse zugeschüttet wurde, setzte wiederum nach einer langen Ruheperiode der Faltungsprozeß der medianen Präalpen ein. Diesen großen Überschiebungsvorgang (Stockhornkette) können wir vielleicht in die Späteocänzeit zurückverlegen. Die medianen Präalpen waren aber bereits schon auf und mit ihrem eigenen Detritus (Niesenhabkerndecken) überschoben worden, bevor der helvetische Faltungsprozeß einsetzte. Die Akkummulationsdecke (Niesenhabkerndecken) mit ihren Eruptiv- und Sedimentexotica, sowie hauptsächlich die kompakte Gesteinsmasse der medianen Präalpen, übten nun auf ihre Unterlage, das Helveticum, eine Art Schürfung aus, indem sie kleine Erhabenheiten der helvetischen Schichtkomplexe (Zone des cols) einfach abrasierten und in ihren Faltungsprozeß mit einbezogen. Da diese abrasierten helvetischen Schichtkomplexe meistens aus größeren, kompakten und daher auch schwereren Gesteinskomplexen bestanden als der Niesenflysch mit seinen eingestreuten Exotica, so treffen wir sie heute stets an der Unterseite der Niesenhabkerndecken an.

Die in der Oligocänzeit abgesetzte basale Trümmermasse füllte wohl ursprünglich die Mulden des Helveticums aus. Ihre tektonische Lage haben wir also vor der helvetischen Faltung, bzw. vor der Hebung des Aaremassivs zwischen Helveticum als Liegendem und den Niesenhabkerndecken als Hangendem (im bildlichen Sinne) zu suchen. Bei dem später einsetzenden Faltungsprozeß der helvetischen Schichten im Miocän, und bei der durch diesen tektonischen Vorgang erfolgten Dreiteilung in Basis, Decke und Scholle spielte die basale Trümmermasse als jüngstes stratigraphisches Glied eine Art Verbindungsglied zwischen helvetischer autochthoner Basis, helvetischem Deckengebirge und helvetischem Schollengebirge.

II. Besprechungen.

A. Unter der Redaktion der Geologischen Vereinigung.

Ergebnisse neuer geologischer Forschung im Tian-Schan.

Von **Kurt Leuchs** (München).

Literatur.

1. J. Böhm, Über cretaceische und eocäne Versteinerungen aus Fergana. Futterer, Durch Asien, Bd. 3, 1903.
2. Bogdanowitsch, Sur le tremblement de terre de Tien-Chan le 22 Déc. 1910 (4 Janv. 1911) entre Verny et Issyk-Koul. Bull. Com. géol. St. Petersburg 30, 1911 (russ. mit französ. Rés.).
3. Bronnikow, Recherches géologiques faites en 1904 dans la province de Syr-Darja. Bull. Com. géol. St. Petersburg, 24, 1905 (russ. mit französ. Rés.).
4. Davis, A Journey across Turkestan. Carnegie Instit. Washington 26, 1905.
5. Friederichsen, Morphologie des Tian-Schan. Z. Ges. Erdk. Berlin 34, 1899.
6. Friederichsen, Ein Beitrag zur Kenntnis vom Alter und Charakter der sog. Hanhai-Schichten Innerasiens. Peterm. Mitt. 46, 1900.
7. Friederichsen, Forschungsreise in den zentralen Tian-Schan und dsungarischen Alatau 1902. Mitt. geogr. Ges. Hamburg 20, 1904.
8. Friederichsen, Die heutige Vergletscherung des Khan-Tengri-Massives und die Spuren einer diluvialen Eiszeit im Tian-Schan. Z. Gletscherk. 2, 1908.
9. Futterer, Beiträge zur Geschichte des östlichen Zentralasien und Chinas während der letzten geologischen Perioden. Verh. naturw. Ver. Karlsruhe 13, 1900.
10. Futterer, Der Pe-schan als Typus der Felsenwüste. Geogr. Z. 8, 1902.
11. Futterer, Geogr. Skizze der Wüste Gobi zwischen Hami und Su-Tschou. Peterm. Mitt. Erg. H. 139, 1902.
12. Futterer-Noetling, Durch Asien 2, Geol. Charakterbilder. 1. Teil. Berlin 1905.
13. Gröber, Über die Faunen des untercarbonischen Transgressionsmeeres des zentralen Tian-Schan, die in der Umgebung des Sart-dschol-Passes gefunden worden sind. N. Jb. Min. Beil. Bd. 26, 1908.
14. Gröber, Carbon und Carbonfossilien des nördlichen und zentralen Tian-Schan. Abh. Ak. Wiss. München, math.-phys. Kl. 24, 1909.
15. Gröber, Vorläufiger Bericht über die tektonischen Ergebnisse einer Forschungsreise im südlichen Tian-Schan. Zentralbl. Min. 1910.
16. Huntington, A Geologic and Physiographic Reconnaissance in Central Turkestan. Carnegie Instit. Washington 26, 1905.
17. Huntington, The Depression of Turfan, in Central Asia. Geogr. Journal 30, 1907.

18. Keidel-Richarz, Ein Profil durch den nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan. Abh. Ak. Wiss. München, math.-phys. Kl. 23, 1906.
19. Keidel, Geologische Untersuchungen im südlichen Tian-Schan nebst Beschreibung einer obercarbonischen Brachiopodenfauna aus dem Kukurtuktal. N. Jb. Min. Beil. Bd. 22, 1906.
20. Keidel, Einige Berichtigungen zu meinen Arbeiten über den Tian-Schan. Zentralbl. Min. 1907.
21. Kleinschmidt-Limbrock, Die Gesteine des Profils durch das südliche Musarttal im zentralen Tian-Schan. Abh. Ak. Wiss. München, math.-phys. Kl. 23, 1906.
22. Leuchs, Geologische Untersuchungen im Chalyktau, Temurlyktau, Dsungarischen Alatau (Tian-Schan). Abh. Ak. Wiss. München, math.-phys. Kl. 25, 1912.
23. Machatschek, Über einige Ergebnisse neuerer geographischer Forschung im Tian-Schan. D. Rundschau für Geogr. 34, 1912.
24. Machatschek, Vorläufige Mitteilungen über die Ergebnisse einer Studienreise in den westlichsten Tian-Schan. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1912.
25. Meister, Geologische Beschreibung der Reise von Semipalatinsk nach Wernyi Mém. Com. géol. St. Petersburg, nouv. série, livr. 51, 1909 (russ. mit deutscher Zusammenfassung).
26. Merzbacher, Vorläufiger Bericht über eine in den Jahren 1902 und 1903 ausgeführte Forschungsreise in den zentralen Tian-Schan. Peterm. Mitt. Erg. H. 149, 1904.
27. Merzbacher, Forschungsreise im Tian-Schan. Stzgsber. Ak. Wiss. München, math.-phys. Kl. 34, 1904.
28. Merzbacher, The Central Tian-Schan Mountains. London 1905.
29. Merzbacher, Von meiner neuen Tian-Schan-Expedition 1907 und 1908. Z. Ges. Erdk. Berlin 1910.
30. Merzbacher, Die Erdbeben in Russisch-Turkestan. Mitt. Geogr. Ges. München, 6, 1911.
31. J. Muschketow, Turkestan, geolog. und orograph. Beschreibung. 2. Bd. St. Petersburg 1906 (russ.).
32. D. Muschketow, Le Fergana oriental. Bull. Com. géol. St. Petersburg 30, 1911 (russ. mit franz. Rés.).
33. Obrutschew, Zentralasien, Nordchina und Nanschan. 2. Bd. St. Petersburg 1901 (russ.).
34. Obrutschew, Über geolog. Untersuchungen im Tarbagatai und Barlyk im Jahre 1905. Annuaire géol. et min. de la Russie 8, 1906 (russ.).
35. Obrutschew, Über eine geolog. Untersuchung der Bergrücken Dshair, Urkaschar und Semistai in der chinesischen Dsungarei im Jahre 1906. Annuaire géol. et min. de la Russie, 9, 1907 (russ.).
36. Obrutschew, Reise im Barlyk, Maili und Djair im Sommer 1909. Peterm. Mitt. 1910.
37. Potonié, Pflanzenreste aus der Juraformation. Futterer, Durch Asien 3, 1903.
38. Prinz, Reisenotizen aus Zentralasien. Abrégé du Bull. Soc. Hongr. de Géogr. 1906—1908.
39. Prinz, Die Vergletscherung des nördlichen Teiles des zentralen Tian-Schan-Gebirges. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1909.
40. Prinz, Beiträge zur Morphologie des Kuldschaer Nan-Schan. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1910.
41. Schellwien, Trias, Perm und Carbon in China. Schriften der phys.-ökonom. Ges. Königsberg 43, 1902.
42. Schellwien, Paläozoische und triadische Fossilien aus Ostasien. Futterer, Durch Asien 3, 1903.

43. Schlosser, Über fossile Land- und Süßwasserschnecken aus Zentralasien und China. Annales Musei Nat. Hung. 1906.
44. Seward, Jurrassic Plants from Caucasia and Turkestan. Mém. Com. géol. St. Petersburg nouv. série, livr. 38, 1907 (russ. mit engl. Rés.).
45. Sokolow, La question de l'étage Ferganien. Bull. Soc. Imp. nat. Moskau, nouv. série 33, 1909.
46. Suess, Das Antlitz der Erde 3, 1, Wien 1901.
47. Tschernyschew, Bronnikow, Weber, Faas, Das Erdbeben von Andishan am 3./16. Dez. 1902. Mém. Com. géol. St. Petersburg, nouv. série, livr 54, 1910 (russ. mit deutscher Zusammenfassung).
48. Vadasz, Paläontol. Studien aus Zentralasien. Jb. ungar. geol. Reichsanst. 19, 1911.
49. Weber, Recherches géologiques faites en 1904 dans la province de Syr-Darja. Bull. Com. géol. St. Petersburg 24, 1905 (russ. mit französ. Rés.).

Die Ergebnisse der im Tian-Schan vor 1899 geleisteten geologischen Erforschung hat Friederichsen (5) zu einem einheitlichen Bild verarbeitet. Seit Abschluß jener Arbeit sind von einer Reihe von Forschern große Gebiete des Tian-Schan genauer untersucht worden, und ich möchte im folgenden die dabei gewonnenen Tatsachen, soweit sie bis Mitte 1912 veröffentlicht waren, kurz zusammenfassen, wobei ich die erwähnte Darstellung Friederichsens als Ausgangspunkt nehme. Es soll im 1. Teil das Gesteinsmaterial, im 2. Teil die Tektonik besprochen werden.

1.

Der Versuch, die Sedimentgesteine des Tian-Schan in die Formationsreihe einzugliedern, stößt auf große Schwierigkeiten. Denn trotz der eingehenden Untersuchung großer Teile des Gebirges ist es nur an verhältnismäßig wenig Stellen gelungen, bezeichnende Fossilien zu finden. Eine Ausnahme machen nur die carbonischen Sedimente, in welchen häufig Fossilien erhalten sind. Aber auch die Fundplätze im Carbon sind im allgemeinen auf die äußeren Ketten beschränkt, in den zentralen Gebieten dagegen sind durch die Metamorphose die organischen Überreste zerstört und unkenntlich gemacht.

Auch in den mächtig entwickelten älteren Sedimenten ist das Fehlen von Fossilien auf die Umwandlungen zurückzuführen, welche die Gesteine durch granitische Intrusionen erlitten haben. So konnte bisher nur für wenige Gesteine der sichere Nachweis ihres Alters geliefert werden, und wir sind bezüglich der Hauptmasse der meist metamorphen Sedimente auf Vermutungen angewiesen. Sicher scheint nur das eine zu sein, daß alle diese Gesteine dem älteren Paläozoicum angehören, und ich fasse sie demgemäß unter diesem Namen zusammen.

Älteres Paläozoicum: Bei den älteren Autoren findet sich vielfach die Vermutung ausgesprochen, daß die hier mit diesem Namen bezeichneten Gesteine ganz oder großenteils archäischen Alters seien. Demgegenüber halte ich mit Keidel (18) an der Ansicht fest, daß Ablagerungen aus archäischer Zeit im Tian-Schan nicht vorhanden sind, und

daß die heute sichtbaren Sedimente erst mit dem Paläozoicum beginnen. Dafür spricht die Lagerung unter dem Carbon und vereinzelte Funde von Silur und Devon.

Die Hauptmasse dieser Sedimente sind Phyllite, Tonschiefer, Kieselschiefer, Quarzite. Ihre Aufeinanderfolge läßt sich nur ungefähr feststellen. KEIDEL (18) gibt vom nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan folgende Gliederung: das tiefste bildet die Phyllitgruppe (grauschwarze und grünliche Phyllite mit Kalkphylliten und Kalksteinen, graugrüne Quarzite und quarzitische Schiefer, graugrüne Phyllite mit quarzitischen Lagen. Das herrschende Gestein ist grauschwarzer Phyllit, grüner Phyllit ist bedeutend weniger vorhanden, Quarzite und quarzitische Schiefer und Kalksteine bilden untergeordnete Einlagerungen). Darüber liegt ein Quarzitkonglomerat, oder es erfolgt allmählicher Übergang in die Tonschiefergruppe (schwarze, grauschwarze, dunkelblaugraue, plattige und blätterige Tonschiefer, lokal Kalkschiefer mit Übergang in dünnbankigen Kalkstein). Jüngere Gesteine sind vielleicht weinrote und lebhaft grüne Tonschiefer mit grünem und rotem Radiolarit, wechsellagernd mit Dolomit und dolomitischem, kristallinischem Kalkstein mit Crinoideen. Dazu kommen noch graublaue und graugrüne Tonschiefer (mit Conularien am Kaschkaturpaß), dunkle Kieselschiefer und grauwackeähnliche Gesteine.

Im Chalyktau (22) sind diese alten Ablagerungen ähnlich entwickelt. Vorherrschend sind hier grüne, seltener graue Phyllite, z. T. Quarzphyllite. Als Einlagerungen finden sich Quarzite und Quarzitschiefer, Chloritschiefer, kristalline Kalksteine, die z. T. in Kalkglimmerschiefer umgewandelt sind, ferner häufig Amphibolite und Grünsteine. Tonschiefer sind nur an wenigen Orten vorhanden, teils grau und phyllitähnlich, teils schwarz, teils rotbraun.

Auch im südlichen Tian-Schan zwischen dem 76. und 82. Meridian O. Gr. bestehen große Gebiete aus den alten Gesteinen. KEIDEL (19) faßt hier unter dem Namen Apatalkan-Schichten eine mächtige Serie von flyschähnlichen Schiefern, grünlichen Phylliten, Tonschiefern mit Quarziten, grauwackeähnlichen Gesteinen, Kalkschiefern und Sandsteinen zusammen, die er für größtenteils älter als Devon hält (Gebiet südlich des Kokschaalflusses).

Nördlich dieses Flusses, im westlichen Kokschaaltau (»Bedelbogen«) gehören zu den präcarbonen Gesteinen Phyllite, braune und dunkle Tonschiefer, sowie dolomitischer Kalkstein, Kalkphyllit und grauwackeähnliches Gestein.

Im östlichen Kokschaaltau (»Dschannartbogen«) stehen wieder Tonschiefer und Phyllite an. Hier liegt über dem Tonschiefer wahrscheinlich diskordant mitteldevonischer Kalk, so daß also die Tonschiefer und Phyllite hier sicher älter sind als Mitteldevon.

Östlich vom Kokschaaltau, vom Fluß Kum Aryk bis östlich des südlichen Musartflusses liegen wieder Tonschiefer und Phyllite.

Im westlichsten Tian-Schan macht Muschketow (31) folgende Gliederung: Das Tiefste bilden kristalline Schiefer unbestimmten Alters. Darüber liegt ein Komplex von Tonschiefern, Kalkschiefern, Quarziten, Sandsteinen und Konglomeraten, welche dem Unter- und Mitteldevon entsprechen. Dünnbankige Kalksteine und Kalktonschiefer repräsentieren das Oberdevon.

Rechnet man zu den eben besprochenen Gebieten alter Sedimente noch die großen Areale, welche gleiche und ähnliche Gesteine in den anderen Teilen des Gebirges einnehmen, besonders im Karatau, dsungarischen und transilensischen Alatau, im Alexandergebirge, Narynbergland, dann im östlichen Tian-Schan besonders im Irankharbut und in der Bogdo-Ola und Dschargess, in den Barkulbergen und dem Karlyktagh, so erhellt daraus die große Bedeutung der alten Sedimente für den Bau des Tian-Schan.

Daß diese Gesteine älter sind als Carbon, geht daraus hervor, daß sie an vielen Stellen diskordant von Untercarbon überlagert sind, welches transgressiv über den alten Gesteinen abgesetzt ist und an manchen Orten, besonders im zentralen und südlichen Tian-Schan, mit Grundkonglomeraten beginnt. Ist somit die Gesamtheit dieser Sedimente präcarbonisch, so lassen sich mit Hilfe der wenigen bis jetzt gefundenen Fossilien einige bestimmte Horizonte unterscheiden.

Silur ist bis jetzt nur an einer Stelle, in den Tschu-Ili-Bergen südlich Balkaschsee als dunkelgrüner Glimmersandstein mit *Homalonotus* sichergestellt (5).

Devon. Bei Friederichsen (5) ist von einigen Gebieten durch Fossilien nachgewiesenes Devon angegeben: in den Tschu-Ili-Bergen, im transilensischen Alatau, im Karatau, in der Koktankette südlich des Tschatyrkul (Tojuntal). An der letzten Örtlichkeit ist Mitteldevon nachgewiesen. Zu diesen Vorkommnissen treten noch einige weitere hinzu. Vadasz (48) beschreibt mittleres und oberes Devon vom Djakbolotpaß im oberen Naryngebiet; am Ischtykpaß im südlichen Tian-Schan fand Keidel (19) mitteldevonischen Kalkstein mit *Spirifer subcuspidatus*. Endlich berichtet Obrutschew (34, 35, 36) über bedeutende Komplexe von devonischen Ton- und Kieselschiefern, Sandsteinen, Mergeln und Kalksteinen in den Gebirgen Dschair, Barlyk, Maili, Urkaschar, an der N.W.-Seite des dsungarischen Beckens und unterscheidet auf Grund von Fossilfunden in den Kalksteinen Mittel- und Oberdevon. Möglich ist auch, daß ein Teil der »Apatalkanschichten« in dem Gebiet südlich Kokschaalfluß, nämlich radiolarienführende Kieselschiefer und mit ihnen wechsellagernde, grauwackeähnliche Gesteine devonischen Alters sind (19).

Das Devon des Karatau ist in neuerer Zeit durch Weber und Bronnikow (3, 49) wieder untersucht worden. Über älteren Sandsteinen, Konglomeraten, Schiefern und Kalken ohne Fossilien liegt das Oberdevon. Es wird gebildet aus 1500 m mächtigen dunkelgrauen Kalken,

sowie kalkig-tonigen und kalkig-kieseligen Schiefern. Die Kalke enthalten eine reiche Fauna (*Spirifer Archiaci, Verneuili, Orthis striatula* usw.).

Untercarbon. Sehr große Verbreitung im Tian-Schan haben die mächtigen Ablagerungen von untercarbonen Sedimenten. Ihre verhältnismäßig gleichartige Beschaffenheit — es sind weitaus überwiegend Kalksteine, seltener Schiefer und Sandsteine — und ihre häufige Fossilführung läßt sie leicht erkennen. Daher treten zu den von FRIEDERICHSEN (5) erwähnten Vorkommen — Nordabhang des Gebirges vom Karatau bis zur Bogdo-ola, westlichster Tian-Schan, Terskei-Alatau, Khan-Tengri-Massiv, Gebiet südlich Tschatyrkul, Gegend des Sairam-nor — eine große Anzahl weiterer Örtlichkeiten, an welchen Untercarbon, meist fossilführend, nachgewiesen wurde.

Im westlichsten Tian-Schan unterscheidet MUSCHKETOW (31) 3 verschiedene Gesteinsarten: konkordant über Oberdevon liegen dünngeschichtete dunkle Crinoidenkalke, darüber helle bis rote, dickbankige Kalke mit Produkten und in den östlichen Teilen darüber mächtige ungeschichtete Kalke.

In großer Verbreitung und Mächtigkeit sind untercarbonische Bildungen von KEIDEL (18) im nördlichen Teil des zentralen Gebietes nachgewiesen worden. Trotz der Ausbildung zweier verschiedener Facies ist es jedoch nicht möglich, eine sichere Entscheidung zu treffen über die Reihenfolge beider Gesteinsarten. Denn während am Pik Nicolai Michailowitsch hellgraue Crinoidenkalke das untere Glied bilden, über dem und durch Wechsellagerung mit ihm eng verbunden dichter dunkelgrauer Kalk mit viel Fossilien sich einstellt, ist an anderen Orten die Reihenfolge und Ausbildung der Schichten anders. So bilden z. B. am Sart-dscholpaß (18, 13) dichte rote und graue Kalke mit Crinoiden und Produkten die untere, mächtigere Abteilung, und über ihnen liegt weißer Kalk mit einer Zwergfauna. Andere Orte geben wieder andere Gliederungen, und es ergibt sich daraus, daß es bis jetzt nicht möglich ist, die Masse der untercarbonen Kalke in stratigraphische Unterstufen zu trennen. Dazu kommt als weiterer erschwerender Umstand die Tatsache, daß besonders im zentralen Tian-Schan (wie auch im Chalyktau) die Kalke meist durch Granitintrusionen metamorphosiert sind, und die verschiedene Ausbildung der Kalke häufig darauf zurückzuführen ist

An der Basis der Kalke sind öfters Transgressionsschichten aufgeschlossen, welche zeigen, daß das untercarbone Meer (es scheint nur die obere Stufe des Untercarbons vertreten zu sein!) über ein altes Land transgredierend vordrang. Endlich finden sich an einigen Stellen über den Kalken Anzeichen einer Regression des Meeres (18, 13, 14) in Form von bunten, gipsführenden Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten.

Im Temurlyktau (14, 22) beginnt das obere Untercarbon lokal mit einer Oolithbank, darüber liegt dunkelgrauer Produkten- und Cri-

noidenkalk und zu oberst weißer Kalk mit Zwergfauna, ähnlich dem Profil am Sartscholpaß.

Im südlichen Tian-Schan treffen wir wieder diskordant über den Apatalkanschichten das Untercarbon. Die Schichtreihe ist hier vollständiger als im N., überhaupt nimmt Mächtigkeit und Anzahl der petrographisch unterscheidbaren Stufen nach S. zu. Bei Safärbai unterscheidet Keidel (19) vier Stufen: Kieselknollendolomit, dolomitischen Kalk, z. T. dolomitischen Kalk und Sandstein in Wechsellagerung, Quarzkonglomerate. Weiter im O. im Dschannartbogen, scheinen Sandstein und Konglomerate durch flyschähnliche Schiefer vertreten zu sein, die jedoch vielleicht schon zum Obercarbon gehören.

Auch im nördlichen Chalyktau (22) liegt der Kalk der oberen Stufe des Untercarbons diskordant, jedoch ohne Transgressionskonglomerat, über den Phylliten. Die weitgehende Metamorphose des Kalkes verhindert hier jede Gliederung, es läßt sich nur aus dem häufigen Wechsel von hellen und dunklen Lagen im Marmor schließen, daß das ursprüngliche Sediment bereits in verschiedener Ausbildung zum Absatz kam. Das beweisen auch schwarze und schwarzbraune, z. T. dolomitische Kalkschiefer, die sich manchmal in Wechsellagerung mit weißem oder grauem Marmor finden. In den äußeren (nördlichen) Ketten des Gebietes ist die Metamorphose geringer, der Kalk ist hier grau mit roten Putzen und Linsen, im Attuintau braun mit verkieselten Fossilien und Hornsteinkonkretionen. Eine Bestimmung der Mächtigkeit läßt sich nirgends ausführen, nur im Temurlyktau konnten an einer Stelle (Chonochaital) 550 m gemessen werden, woraus hervorgeht, daß der ganze Komplex sicher mehr als 600 m mißt.

Große Verbreitung hat das Untercarbon auch im dsungarischen Alatau (22, 31) in Form von Kalksteinen in der Gegend des Sairam-nor, sowie in den westlichen und nordwestlichen Vorbergen, wo Meister (25) metamorphe Schiefer mit eingelagerten fossilführenden Kalken traf, die vielleicht untercarbonisch sind.

Auch in den Gebirgen Barlyk usw. zwischen dem dsungarischen Alatau und dem Altai ist Untercarbon nach Obrutschew (34, 35, 36) reich an Fossilien vorhanden. Im kleinen Yuldustal im östlichen Tian-Schan wurde ebenfalls fossilführendes Untercarbon gefunden (29).

Soweit bekannt, handelt es sich stets um die obere Abteilung (*Productus giganteus*-Stufe) des Untercarbons, das transgressiv über älteren Gesteinen zum Absatz gekommen ist.

Nur in zwei Gebieten scheinen ältere Stufen des Untercarbons entwickelt zu sein. Vom westlichsten Tian-Schan beschreibt Muschketow (31) dünngeschichtete, dunkle Crinoidenkalke, welche konkordant auf Oberdevon liegen. Bronnikow (3) gibt eine Übersicht über die Ausbildung dieses Carbons, das nach ihm aus hellgrauen Kalken, grünen und gelblichen Schiefern und grauen Sandsteinen, sowie Eruptivtuffen in den oberen Horizonten besteht und eine Mächtigkeit von 3600 m erreicht.

In dem Gebiet südlich des Kokschaalflusses sind nach KEIDEL (13) die unteren Stufen, nämlich die Dolomite und die Hauptmasse der dolomitischen Kalke älter als die Stufe des *Productus giganteus* und werden nach GRÖBER (15) diskordant von dem oberen Untercarbon überlagert.

Obercarbon. Im westlichsten Tian-Schan scheint das Obercarbon zu fehlen, ebenso fehlt es im gesamten nördlichen und zentralen Gebiet. Aus Gründen, die später erörtert werden, ist es sehr unwahrscheinlich, daß nördlich der Hauptkette Obercarbon zum Absatz kam. Auffallend sind daher einige Funde, welche PRINZ gemacht und VADASZ (48) bestimmt hat. Bei Tschedschinbulak, etwa 5 km westlich vom Ausfluß des Agias in die Tekesebene, wurden wenige Fossilien gefunden, welche auf untere Horizonte des Obercarbons hinweisen. Nach LEUCHS (22) kommt bei Yagas-su, einige Kilometer westlich dieses Fundpunktes, eine typisch untercarbone Fauna vor. Ferner wird von VADASZ aus dem Satl-Kasantal im »Kuldschaer Nanschan« (= Temurlyktau) eine Fauna beschrieben, welche neben Formen des oberen Untercarbons auch solche des unteren Obercarbons enthält, die jedoch nach VADASZ nicht genügen zu einer sicheren Bestimmung als Obercarbon. Möglicherweise gehören auch die Fossilien von Tschedschinbulak noch zum Untercarbon.

Sicheres Obercarbon ist bekannt aus dem oberen Naryngebiet (48), vom Tojuntal südlich des Tschatyrkul und in großer Ausdehnung und Mächtigkeit vom südlichen Tian-Schan. KEIDEL (19) beschreibt aus dem Gebirge südlich Kokschaalfluß bei Utsch fünf verschiedene Glieder: grauer Crinoidenkalk mit Fusulinen, hellgrauer Fusulinenkalk mit *Spirifer supramosquensis*, dunkle kalkige Tonschiefer und Kalkschiefer mit Einlagerungen von schwarzem, bituminösem Kalk mit Brachiopoden, graue, dichte Kalke und blauschwarzer, z. T. kieseliger Kalk, beide mit *Schwagerina princeps*, mächtige Konglomerate aus Geröllen dieser Sedimente, wobei die Konglomerate als Regressionsbildung die höchste im Tian-Schan entwickelte paläozoische Schichtstufe bilden.

In dem gleichen Gebiete fand GRÖBER (15) südöstlich von Utsch folgende Entwicklung:

oben: Fusulinen- und Schwagerinenkalk,
grüne Tonschiefer, rote Sandsteine,
grüne Tonschiefer mit eingelagerten Lavadecken, graugrüne Mergel,
Fusulinen- und Schwagerinenkalk mit Miatschkowo-Fauna,
rote Sandsteine, rote, grüne Schiefertone, Steinmergel.

Im Bedelbogen und im Dschannartbogen zeigt die Ausbildung des Obercarbons einige Ähnlichkeit mit jener (15, 19), indem auch hier ein durch eine schmale Schwagerinenkalkzone geteilter Komplex von (flyschähnlichen) Schiefern mit untergeordneten Einlagerungen von Kalk- und Sandstein und Lavadecken von Schwagerinenkalk überlagert ist.

Reiche obercarbonische Faunen aus dem Dschannartbogen (Kukurtuktal) und Karateketagh beschreiben Keidel und Vadasz (19, 48).

Östlich vom Kum-Aryk-Fluß läßt die Mannigfaltigkeit der petrographischen Beschaffenheit des Obercarbons sehr nach. Von hier bis zum südlichen Musartfluß trifft man plattigen, Fusulinen und Schwagerinen führenden Sandstein, darüber grauen Schwagerinenkalk und zu oberst rosenroten Fusulinenkalk. Östlich des Musartflusses ist das Obercarbon fast nur durch graue Schwagerinenkalke vertreten.

Schließlich sei erwähnt, daß im Tscholtau, südlich der Senke von Liuktschun, nach Schellwiens (42) Bestimmung möglicherweise Obercarbon vorkommt, wie auch auf der Karte Futterers (12) angegeben ist.

Mit dem Obercarbon schließt die Reihe der paläozoischen und die der marinen Sedimente ab. Es ist bis heute nicht gelungen, marine Bildungen aus jüngerer Zeit im Tian-Schan nachzuweisen, und die über die geologische Geschichte des Gebirges gewonnenen Erfahrungen schließen die Möglichkeit einer späteren Meeresbedeckung vollkommen aus. Nur am W.- und S.-Rand greifen Absätze eines Meeres von der oberen Kreide- bis in die Tertiärzeit in das Gebirge ein.

Davon abgesehen, ist das Gebiet des Tian-Schan seit dem Ende der Carbonzeit Festland, und zwar fand der endgültige Rückzug des Meeres aus den nördlichen Teilen nach dem Untercarbon, aus den südlichen Teilen nach dem Obercarbon statt.

Jüngere Sedimente finden sich nur in kontinentaler, limnischer und litoraler Facies in einzelnen, voneinander getrennten Gebieten in der Hauptsache als Ablagerungen von Seen, Lagunen und Flüssen. Sie werden in zwei Gruppen zusammengefaßt: Angaraschichten und Hanhaischichten. Zu diesen treten im westlichsten Tian-Schan noch z. T. marine Sedimente von oberer Kreide bis Alttertiär und marines Jungtertiär.

Angaraschichten. Sie bestehen in der Hauptsache aus einer Folge von Sandsteinen, Konglomeraten und Tonschiefern, in welchen Braunkohlenflöze eingelagert sind. Die facielle Ausbildung ebenso wie die Mächtigkeit sind in den einzelnen Ablagerungsgebieten sehr verschieden, die Frage der Zugehörigkeit zu bestimmten Formationen läßt sich heute infolge der wenigen Fossilfunde nur für gewisse Schichten einiger Gebiete mit Sicherheit beantworten, und wir können bezüglich eines großen Teiles dieser Sedimente nur behaupten, daß sie jünger als Carbon und älter als Tertiär sind. Jedoch ist die Wahrscheinlichkeit für die Anwesenheit permischer, sowie unter- und mitteltriadischer Ablagerungen in dieser Serie sehr gering, und es scheinen in der Hauptsache jurassische Sedimente zu sein.

Obere Trias, und zwar Rät, ist nur von einer Stelle, im Ilibecken nordwestlich Kuldscha, bekannt (5), wo diskordant auf dem Carbon Sandsteine und Konglomerate liegen, in welchen Pflanzenreste gefunden wurden.

Darüber liegt Tonschiefer und kalkiger Sandstein mit Braunkohlenflözen. Nach der Flora entsprechen diese Schichten dem Lias. Dem gleichen oder einem höheren Horizont des Jura dürften auch die Komplexe von Angaraschichten angehören, welche am Südabhang des dsungarischen Alatau und am Nordabhang des Temurlyktau liegen (22).

Im Karatau und im westlichen Tian-Schan, besonders im Tschirtschik- und Kelestal nördlich Taschkent sind die Angaraschichten mitteljurassischen Alters, nach den Bestimmungen von SEWARD (44). Erwähnt sei hier, daß nach diesen Bestimmungen die Möglichkeit eines mitteljurassischen Alters der Angaraschichten des Ilibeckens, welche bisher, wie oben ausgeführt, als Rät und Lias angesprochen werden, nicht von der Hand zu weisen ist.

Vom Narynbergland gibt HUNTINGTON (16) eine Tabelle über die Entwicklung der Schichten an verschiedenen Punkten.

Im südlichen Tian-Schan fehlen im westlichen Teil die Angaraschichten bis zum südlichen Musartfluß. Erst östlich davon treten sie in großer Mächtigkeit auf, KEIDEL (19) schätzt sie auf 1500—2000 m. Sie liegen hier konkordant unter den Hanhaischichten und bestehen in der oberen Hälfte hauptsächlich aus grobklastischen Bildungen (graugrüne Sandsteine und Quarzkonglomerate, sowie dunkle Sandschiefer). In der unteren Hälfte überwiegen schwarze, lettige, bituminöse Tonschiefer mit einzelnen Kalkbänken. Pflanzenreste sind in Schiefern und Sandsteinen enthalten, die Schiefer führen stellenweise Braunkohlen.

Weiter nach O. sind Angaraschichten an verschiedenen Stellen gefunden worden. MERZBACHER (29) erwähnt sie aus dem Kiuköniktal nördlich Kutscha in mächtiger Entwicklung (bunte Konglomerate, Sandsteine, Tone, Mergel, z. T. kohleführend, mit eingelagerten Eruptiven und Tuffen), FUTTERER (12) vom Bagraschkul, bei Turfan und am Südhang der Barkulberge, hier pflanzenführend und von POTONIÉ (37) als Jura bestimmt.

In den Gebirgen zwischen dsungarischem Alatau und Altai fand OBRUTSCHEW (34, 35, 36) in den Niederungen und Tälern die Angaraserie mit Kohlen und Pflanzenresten, aus welchen jurassisches Alter hervorgeht.

Endlich seien hier noch die z. T. mächtigen Serien von Angaraschichten erwähnt, welche MERZBACHER und GRÖBER (29) im östlichen Tian-Schan, besonders im Iran-Kharbutgebirge und in der Bogdolakette antrafen. In diesen Ablagerungen wurden an einigen Stellen Pflanzen- und Tierreste gefunden, und es ist zu erwarten, daß die in Bälde erfolgende Veröffentlichung der Untersuchungen manches zur Kenntnis der Angaraschichten beitragen wird.

Sicher ist aber heute schon das eine, daß die Angaraschichten keine rein marinen Absätze, sondern größtenteils litorale und Kontinentalbildungen sind, und daß sie hauptsächlich in der Jurazeit entstanden sind.

Hanhaischichten. Keidel (18) hat diese Sedimente eingehend besprochen. Seiner Darstellung sei folgendes entnommen:

Schon im Mesozoicum begann die Bildung der vorwaltend roten, Gips und Steinsalz führenden, grobklastischen Sedimente, welche unter dem Namen Hanhaischichten nicht nur im Tian-Schan, sondern überhaupt in Zentralasien eine wichtige Rolle spielen, infolge ihres fast gänzlichen Fossilmangels aber einer sicheren Einordnung in die Formationsreihe die größten Schwierigkeiten entgegensetzen.

Am Südrand der Kaschgarischen Niederung liegen über roten Mergeln, Tonen, Sandsteinen und Konglomeraten die eocänen Mergel mit *Gryphaea Esterhazy* (Ferghanastufe).

Am Südrand des westlichen Tian-Schan und des Chalyktau liegen die untersten roten Bildungen z. T. konkordant über den mesozoischen Angaraschichten, z. T. dort und besonders in den inneren und nördlichen Gebieten diskordant über den paläozoischen Gesteinen.

Die Hanhaischichten sind nur an den Gebirgsrändern und in einzelnen abgeschlossenen Becken zum Absatz gekommen.

Die ganze Serie ist sehr verschieden mächtig und petrographisch sehr wechselnd entwickelt und beweist dadurch, daß sie zeitlich und örtlich rasch sich ändernden Bedingungen ihre Entstehung verdankt. Doch weist die im allgemeinen gleichartige Ausbildung (Vorherrschen der roten, grobklastischen Ablagerungen) darauf hin, daß die schon in der Angarazeit bestehenden kontinentalen Verhältnisse eine weitere Verschärfung erfahren haben, und daß insbesondere rein subaerische Vorgänge (See- und Flußablagerungen, Wüstenbildungen) einen großen Anteil an der Bildung der Hanhaischichten haben.

Im einzelnen ist über diese Bildungen noch folgendes zu bemerken.

Die ganze Serie ist nicht in sich konkordant, vielmehr sind an vielen Stellen Diskordanzen sichtbar, welche z. T. beweisend für tektonische Bewegungen während dieser Zeit sind.

Dagegen finden sich auch Gebiete, wo Hanhaischichten in anscheinend ungestörter Lagerung mit schwacher, durch die ursprüngliche Ablagerung zu erklärender Neigung von allen Seiten gegen die Mitte eines Beckens einfallen (oberes Koksugebiet, 22, 26, 29). Daraus kann, vorausgesetzt, daß die erwähnten tektonischen Bewegungen in dem ganzen Gebiet gewirkt haben, auf ein jüngeres Alter dieser nicht dislozierten Sedimente geschlossen werden. Einen Anhalt für die Altersbestimmung geben nun die Funde, welche Keidel (18) bei Karkara östlich Issykkul gemacht und Schlosser (43) als mittel- bis oberpliocänen Alters bestimmt hat. Die Fossilien liegen in grünlichgrauen Mergeln, welche zu einer steil gestellten Schichtfolge von Mergeln, Tonen und Sandsteinen gehören. Über dieser Serie folgen diskordant und anscheinend ungestört liegend die Konglomerate des Santaschpasses, welche also jünger als die liegende Serie sind. Somit erhalten wir für diese nicht dislozierten Sedimente oberpliocänes oder selbst pleistocänes Alter.

Es ergibt sich demnach, daß vom Ende des Mesozoicums an bis in posttertiäre Zeit Sedimente von gleichartiger kontinentaler Facies im Tian-Schan gebildet wurden. Es ist heute noch nicht möglich, das Alter der Ablagerungen im einzelnen festzustellen, und es kann deshalb, ähnlich wie bei den Angaraschichten, auf den Sammelnamen Hanhaischichten nicht verzichtet werden. Es ist dabei nur zu beachten, daß damit kein bestimmtes stratigraphisches Niveau gemeint ist. Aufgabe späterer Forschung ist es, eine Gliederung der Hanhaischichten durchzuführen. Ansätze dazu sind bereits gemacht (18, 29), wie aus den bisherigen Ausführungen hervorgeht, und es möge der Besprechung von Gebieten im nördlichen Tian-Schan noch die von KEIDEL (19) aufgestellte Gliederung im südlichen Tian-Schan, nördlich von Kaschgar, folgen. Dort liegen am Gebirgsrand die Artyschschichten STOLICZKAS (hauptsächlich geschichteter Ton und Sandsteine), welche stark dislociert und gefaltet sind. Weiter nach N. treten jüngere rote Sandsteine und Konglomerate auf, ebenfalls dislociert und mit 30—40 N. fallend. Sicher jünger als beide Komplexe sind dann Konglomerate, welche diskordant über den Artyschschichten, sowie über den roten Sandsteinen liegen, sie sind nur schwach dislociert und fallen mit geringer Neigung nach N. ein. Diese Konglomerate sind Flußablagerungen, demgemäß hauptsächlich am Gebirgsrand und in Furchen und Becken des Gebirges abgesetzt. Sie könnten zeitlich mit den Konglomeraten des Santaschpasses, sowie mit den Ablagerungen im oberen Koksugebiet, im Tekes- (22) und Ilibecken (7, 22) parallelisiert werden.

Obere Kreide und Eocän in mariner Facies. Die Behauptung, daß seit dem Ende des Carbons das Gebiet des Tian-Schan Festland ist, gilt, wie erwähnt, nur mit einer Einschränkung. Im westlichsten Tian-Schan nämlich liegen Sedimente eines Meeres der oberen Kreide- und Tertiärzeit, welches von W. her durch das Ferghanabecken und weiter über das Grenzgebiet zwischen Tian-Schan und Alai in das westliche Tarimbecken sich erstreckte. Diese marinen Sedimente treten in unserem Gebiet am N.- und O.-Rand des Ferghanabeckens und in den westlichsten Teilen des Tian-Schan am Rande der Turanischen Niederung auf.

Durch BÖHM (1) wurde nachgewiesen, daß diese Bildungen Schichten von sehr verschiedenem Alter umfassen (Cenoman, Senon?, Eocän), und daß deshalb der Name »Ferghanastufe«, welchen ROMANOWSKI (5) für diesen Schichtverband wählte, aufzugeben sei. SOKOLOW (45) beschränkt die Bezeichnung »Ferghanastufe« auf die eocänen marinen Ablagerungen mit *Gryphaea Romanowskii*, *Esterhazyi*, *Ostrea turkestanensis* usw. VADASZ (48) dagegen meinte, daß obere Kreide und Eocän durch allmähliche Übergänge facieller und faunistischer Art verknüpft seien und nur schwer getrennt werden könnten. Demgegenüber wendet D. MUSCHKETOW (32) den Ausdruck »Ferghanastufe« wieder nur auf mergelige Kalke und Tone des Eocäns an, welche konkordant auf senonen Schichten liegen und von mächtigen Sandsteinen und Konglomeraten überlagert sind.

Zusammen mit den übrigen Ausführungen Muschketows ergibt sich daraus für das Gebiet am N.- und O.-Rand des Ferghanabeckens folgende Gliederung der postpaläozoischen Sedimente:

Grenze	Facies	Alter	Gesteine
Regression u. Auflagerung	kontinental	posteocän	bröcklige Sandsteine u. Konglomerate.
Konkordanz	marin	Eocän	mergelige Kalke und Tone.
Transgression	marin brackisch	Senon (u. Turon?)	Mergel, Kalke, Sandsteine, Tone, Gipse.
Konkordanz	kontinental	unt. Kreide	rote Konglomerate, Sandsteine, Mergel.
	kontinental	Jura	Sandsteine u. tonige Schiefer, mit Kohlen und Pflanzen.

Die Tabelle zeigt, daß während des Senons und Eocäns die kontinentalen Verhältnisse eine Unterbrechung erfuhren, daß aber vor und nach der marinen Zeit dort ähnliche Verhältnisse herrschten, wie in den anderen Teilen des Gebirges, welche zur Bildung von Sedimenten vom Charakter der Hanhai- und Angaraschichten führten.

Dasselbe ergibt sich aus den Profilen, welche Tschernyschew und seine Mitarbeiter (47) im Ferghanabecken nördlich des Kara-darja, nordöstlich Andischan, aufgenommen haben. Die Profile geben die Schichtgliederung vom Jura bis zu den jungen Ablagerungen und zeigen besonders gut die Entwicklung der Kreideformation.

m	Alter	Gesteine
ca. 45	?	Sandsteine und Konglomerate.
ca. 40	?	Tone und Mergel (*Ostrea cyathula* etc.).
64	**Eocän**	Kalke der Ferghanastufe (*Gryphaea Romanowskii*, *Ostrea turkestanensis*).
160	**Senon**	1. Gips führende Serie (Kalksteine, z. T. dolomitisch, Gipse),
30		Radiolitenhorizont (Kalksteine mit *Radiolites cf. Muschketowi*),
65		toniger u. kalkiger Komplexe (*Trigonia*, *Cassidulus*)
50		2. Gips führende Serie (Gips, Sandstein, Ton),
225		Sandsteine,
ca. 40	Austernschichten	oberer Teil: Sandstein, Mergel, Kalkstein
ca. 50		unterer Teil (Exogyraschichten): Ton, Kalkstein, Ton mit Mergel u. kalkigem Sandstein (*Placenticeras*, *Ostrea prominula*, *Gryphaea vesicularis*, *Exogyra Overwegi* etc.).

m	Alter	Gesteine
28 1045	?	Sandsteine, Konglomerate, roter Mergel rote Mergel und diagonalgeschichtete Sandsteine } ähnlich dem nubischen Sandstein.
20 20–32 160–190 20	Jura	Glimmersandstein, toniger Schiefer, Pflanzen, roter Glimmersandstein, kieseliger Quarzsandstein, eisenhaltiger Sandstein, Schiefer, Kohlen.
	Paläozoicum	kieselige Tonschiefer.

Bemerkenswert ist besonders die faunistische und lithologische Ähnlichkeit mit den zeitlich entsprechenden Ablagerungen Ägyptens und die Wahrscheinlichkeit einer präsenonen Wüste, welche sich aus dem Vorkommen der Sandsteine ergibt.

Jungtertiär in mariner Facies ist nur von den westlichsten Ausläufern des Tian-Schan, südlich Tschimkent, bekannt (31). Es sind die östlichsten Absätze des Meeres, welches vom Cenoman bis zum Ende des Tertiärs das Aralo-kaspische Becken erfüllte und, in geringerer Ausdehnung, noch in posttertiärer Zeit sich erhielt, nach seiner Trennung vom Weltmeer aber einer allmählichen Austrocknung verfiel. Kaspi und Aral sind seine letzten bedeutenderen Überbleibsel.

Eruptiva. Neben den Sedimenten besitzen im Tian-Schan Eruptivgesteine große Verbreitung. Vor allem sind es die Granite, welche große Teile des Gebirges allein oder zusammen mit anderen Gesteinen aufbauen. Dabei ist charakteristisch das Auftreten der Granite in langgestreckten, der Streichrichtung der Ketten parallel laufenden Massiven. Im Hinblick auf die später zu erörternden tektonischen Verhältnisse ist diese Anordnung der Granitmassive sehr bemerkenswert.

Genauere petrographische Untersuchungen der Eruptivgesteine sind nur von wenigen Gebieten gemacht worden: im W. hat Karpinski (erwähnt in 5), weiter im O. Petersen (7) eine Anzahl von Gesteinen bearbeitet. Noch weiter im O., im zentralen Tian-Schan und Chalyktau, haben Richarz (18), Kleinschmidt-Limbrock (21) und Leuchs (22) die Gesteine je eines großen Quertales mikroskopisch untersucht, und es ergibt sich daraus folgendes: Im nördlichen zentralen Tian-Schan bildet der Granit zwei große Massive (12), welche beide in zwei Züge getrennt sind. Das nördliche Massiv (roter Biotitgranit) ist die Fortsetzung des Granits des Terskei-Alatau (Amphibolbiotit- und Biotitgranit) und setzt sich nach O. fort bis östlich des großen Musarttales. Dort ist es durch die Brüche am S.-Rand des Tekesbeckens abgeschnitten und erscheint erst wieder nordöstlich davon im Temurlyktau, wo es die südlichen Vorberge und den Ostteil dieser Kette bildet. Das Gestein zeigt starke Druckerscheinungen, der Plagioklas ist serizitisiert, der Quarz kataklastisch. Die angrenzenden Gesteine (Phyllite) sind kontaktmetamorph umgewandelt (Hornfelse, Aplite, Pegmatite), und da Unter-

carbon transgressiv über Phylliten und Granit liegt, ergibt sich für den Granit präcarbonisches Alter.

Das südliche Massiv streicht vom Narynberglande nach NO., bildet im zentralen Gebiete zwei verhältnismäßig schmale, durch Phyllite und Untercarbonkalk getrennte Züge, welche sich östlich vom Pik Nicolai Michailowitsch vereinigen und als breite Masse den ganzen Nordabhang des Chalyktau durchsetzen. Im östlichen Chalyktau bilden sie die Kurdaikette, welche sich nach Merzbacher (29) noch weiter nach O. in das Yuldusgebiet fortsetzt. Das Gestein ist im zentralen Tian-Schan Amphibolbiotitgranit mit frischem Plagioklas, Zertrümmerungserscheinungen sind selten. Die gleichmäßig richtungslos-körnige Struktur im Innern macht gegen außen einer porphyrischen und zuletzt schiefrigen Platz. Am Nordrand gegen die altpaläozoischen Schiefer herrscht normale Kontaktmetamorphose (Hornfelse-Skapolithknotenschiefer — Phyllite — Tonschiefer), am Südrand Piezokontaktmetamorphose (Gneis — Glimmerschiefer — injizierte Schiefer — kristallinischer Untercarbonkalk mit Apliten). Daraus ergibt sich zugleich postuntercarbonisches Alter der Intrusion.

Im Chalyktau ist der Granit dieses Massivs etwas anders ausgebildet. Herrschend ist hier Biotitgranit, der nur örtlich und besonders am Südrand auch Hornblende enthält, die z. T. den Biotit ganz verdrängt. Auch die Wirkung auf die angrenzenden Gesteine ist etwas verschieden von den Verhältnissen im zentralen Gebiete. Denn man findet hier an beiden Seiten die Erscheinungen der Piezokontaktmetamorphose, besonders am Südrand ist die Übergangszone zwischen Granit und Phyllit gut sichtbar. Das Alter der Intrusion ist das gleiche wie im zentralen Gebiete.

Die Untersuchungen der Granite im südlichen Musarttal haben ergeben, daß auch hier zwei nach Beschaffenheit und Alter verschiedene Massive vorhanden sind. Der größere südliche Teil der Granite (grobkörniger Biotitgranit mit breiten Zonen von Augengneis an beiden Seiten) scheint präcarbonisches Alter zu haben, während der sich an die nördliche Augengneiszone direkt anschließende, nördliche Granit (aplitischer Granit mit wenig Biotit), der im Gegensatz zu dem südlichen fast gar keine Zertrümmerungserscheinungen aufweist, sicher jünger als Untercarbon ist.

Was die an beiden Seiten des Doppelmassives zu beobachtende Kontaktmetamorphose betrifft, so zeigt sich auch hier wieder, wie im zentralen Tian-Schan, auf der einen (Süd-)Seite Piezo-, auf der anderen (Nord-)Seite normale Kontaktmetamorphose.

Auch im dsungarischen Alatau und in den Gebirgen Barlyk, Dschair, Urkaschar, Maili sind (7, 22, 25, 34, 35, 36) Granite von postcarbonischem, z. T. vielleicht auch höherem Alter nachgewiesen, ebenso in den östlichen Gebieten (12, 29).

Aus diesen Angaben geht die große Verbreitung und Wichtigkeit der Granite im Tian-Schan hervor. Dabei ist hervorzuheben, daß sie im

zentralen Gebiete nicht die Hauptkette zusammensetzen, sondern auf die nördlich und südlich davon liegenden Gebiete beschränkt sind.

Gegenüber diesen gewaltigen Granitmassen treten die anderen Intrusivgesteine sehr zurück. Es finden sich, stets nur in kleinen Partien, Syenit, Diorit, Gabbro und Amphibolit, teils als lokale Modifikationen der Granite, teils als Einlagerungen und Gänge im Nebengestein. Häufig sind dagegen Pegmatite und Aplite in den Graniten und den kontaktmetamorph beeinflußten Sedimenten, selten kommen Lamprophyre vor.

Dagegen besitzen Effusivgesteine große Verbreitung, und unter diesen besonders Quarzporphyre und Porphyrite, die in den meisten Gebieten sich finden. Dabei kann man 2 Arten von Ausbruchsbezirken unterscheiden, nämlich die am Rande der Ketten und die in den Ketten selbst. Die ersteren zeigen durch ihre Lage klar, daß die porphyrischen Gesteine infolge von tektonischen Bewegungen aufgedrungen sind, welche zu Absenkungen und Grabenbrüchen geführt haben. Demgemäß liegen die Porphyre größtenteils an den Rändern des höheren Gebirges im Vorland oder in abgeschlossenen Becken (Transilensischer Alatau, Ilibecken, Südrand des Tian-Schan, 5, 7, 19, 21, 22, 25, 31).

Die Porphyre in den Ketten selbst sind besonders mächtig entwickelt im Chalyktau (Quarzporphyre, Quarzkeratophyre, 21, 22). Sie sind hier im W. am Musartpaß nur als einzelne, mehr oder weniger breite Gänge und Lager dem untercarbonischen Kalk eingeschaltet, weiter nach O. nehmen sie rasch an Ausdehnung zu, so daß die Breite der Quarzporphyrmasse in N.—S.-Richtung im Gebiete des Agiastales bis zu 15 km ansteigt. Noch weiter östlich nimmt ihre Mächtigkeit wieder sehr ab.

Auch in der Bogdo-ola-Kette (29) besitzen Quarzporphyre große Verbreitung.

Erwähnt sei, daß auch die Quarzporphyre (in den Ketten) starke metamorphe Veränderungen (Druckschieferung, Bildung von Sericitschiefern) erlitten haben, welche auf Gleichzeitigkeit von Gebirgsbildung und Effusion hinweisen.

Untergeordnet kommen vor Melaphyr, Basalt, Diabas.

2.

Der Tian-Schan ist eine Vereinigung von zahlreichen, im allgemeinen bogenförmigen, nach S. konvexen Ketten, deren Ostflügel ONO. bis OzN., deren Westflügel NW. bis W. streichen. Während nun früher (Suess, Antlitz 1) für die Ketten mit ONO.-Richtung höheres Alter angenommen wurde als für die mit NW.- bis W.-Richtung, ist seitdem die Erkenntnis durchgedrungen, daß die Bögen einheitlich entstanden sind, daß also aus der Richtung der Ketten allein nicht a priori auf höheres oder geringeres Alter geschlossen werden kann (35).

In der Tat hat sich durch neuere Untersuchungen (24, 32) im westlichsten Tian-Schan gezeigt, daß die paläozoischen Gesteine (Devon, Carbon) dort sowohl in NO.- als auch in NW.-Richtung und in Richtungen, welche zwischen beiden liegen, gefaltet sind, woraus hervorgeht, daß die beiden senkrecht aufeinander stehenden Richtungen allein durch die carbonischen Bewegungen erzeugt wurden. Denn diskordant über dem Paläozoicum liegen tertiäre Sedimente, welche ebenfalls von Gebirgsbildung betroffen wurden, aber stets, unbekümmert um die Richtung der paläozoischen Bewegungen, NO.-Streichen zeigen (24). Hervorzuheben ist, daß die Spuren tertiärer Gebirgsbildung nur in den Randgebieten in Form von Faltung auftreten, während in den inneren Teilen der Ketten die jungen tektonischen Bewegungen hauptsächlich in radialer Richtung gewirkt haben.

Damit ist schon das Wichtigste über den Bau des Tian-Schan angedeutet, nämlich, die im Carbon und an dessen Ende stattgefundenen Gebirgsbildungen und die jüngeren, tertiären und posttertiären Bewegungen.

Es möge nun die Besprechung einzelner Gebiete folgen. Über den westlichsten Tian-Schan wurde schon einiges gesagt. Erwähnt sei noch, daß Weber und Bronnikow (49, 3) hier zu der entgegengesetzten Meinung über das Alter der Ketten kamen, wie früher Muschketow, und daß sie Abweichungen des Tertiärs von der NO.-Richtung durch den Widerstand erklären, welche das alte Gebirge gegen die neue Faltung geleistet habe. Demgegenüber hebt Machatschek (24) hervor, daß dafür im Innern des Gebirges Beweise fehlen, daß hier die jungen Bewegungen keine Beeinflussung durch die alten zeigen, daß somit nach dem, was oben darüber gesagt wurde, dieses Gebiet schon im Paläozoicum von zwei senkrecht aufeinander stehenden tektonischen Bewegungen betroffen wurde. Dies bestätigen auch die Untersuchungen von D. Muschketow (32) in der Ferghanakette.

Im Narynbergland ist Gebirgsbildung am Ende des Untercarbons deutlich ausgeprägt. Sie war verknüpft mit Granitintrusion. Davis und Huntington (4, 16), sowie Prinz (38) haben diese Gegend bereist, für die Geologie läßt sich aber aus ihren Arbeiten wenig entnehmen. Das auffälligste Merkmal des Gebietes ist die geringe Zerschneidung der Oberfläche (Peneplain), welche Huntington zu dem Namen »Tian-Schanplateau« Veranlassung gab. Doch sind die Folgerungen, welche Davis und Huntington daraus für die geologische Geschichte des Gebietes gezogen haben, nicht in Übereinstimmung mit den in anderen Gebieten gewonnenen (näheres bei Friederichsen, Pet. Mitt. 1906, H. 3; 1907, H. 11).

Terskei-Alatau im S., im N. Transilensischer Alatau und Kungei-Alatau schließen das Becken des Issykkul ein. Hier sind rote Hanhaischichten überdeckt von jüngeren Seeablagerungen (7). Die Ketten im S. und N. bestehen meist aus Granit, der alte paläozoische

Schiefer, z. T. auch Kalksteine metamorphosiert hat. Die ganze Serie ist gefaltet und streicht ONO. Die Hanhaischichten liegen diskordant darauf. Quarzporphyr tritt am N.-Rand des Terskei-Alatau, hauptsächlich aber am N.-Rand des transilensischen Alatau auf. Er dürfte auf Bruchlinien emporgedrungen sein. Solche streichende Brüche sind im transilensischen Alatau und Kungei-Alatau in großer Zahl vorhanden und durch die Erdbeben von 1887 und 1911 deutlich in Erscheinung getreten. Erwähnt sei, daß sie alle an den Grenzen verschiedener Gesteinsarten verlaufen (2, 30, 47).

Nördlicher zentraler Tian-Schan und nördlicher Chalyktau. Durch die ausgedehnten Reisen von MERZBACHER mit KEIDEL und LEUCHS gehört dieses Gebiet zu den best gekannten des Tian-Schan. Nach den über diese Expeditionen, sowie über die von anderer Seite (FRIEDERICHSEN, PRINZ) ausgeführten Reisen erschienenen Arbeiten sind wir imstande, ein ziemlich genaues Bild von der Entstehung des gewaltigsten Teiles des Gebirges zu geben (7, 13, 14, 18, 20, 22, 26, 27, 28, 29, 38, 43, 48).

Eine mächtige Serie von altpaläozoischen Sedimenten ist von Graniten und basischen Eruptivgesteinen durchbrochen. Die Granite haben die umgebenden Gesteine z. T. piezokontaktmetamorph beeinflußt (Granite der äußeren Gebirgszüge); gleichzeitig erfolgte Gebirgsbildung, welche präcarbonisches Alter hat, und die erste im Tian-Schan nachweisbare ist.

Die alten Sedimente werden disloziert, gefaltet, durch die folgende Erosion werden die Granite teilweise freigelegt.

Im Carbon wird das ganze Gebiet wieder vom Meer überflutet, Untercarbon liegt transgressiv über den älteren Sedimenten und Graniten.

Nach dem Untercarbon wird der größte Teil des Gebietes endgültig Festland. Regressionsbildungen des Untercarbons sind stellenweise erhalten; das Meer wird durch eine zweite Gebirgsbildung nach S. gedrängt. Diese zweite postuntercarbonische Gebirgsbildung ist die bedeutendste im Tian-Schan. Die Schichten werden in den inneren Ketten stark aufgerichtet, Faltung tritt sehr zurück. Mit der Gebirgsbildung zeitlich und genetisch verbunden erfolgt das Aufsteigen von Graniten und Quarzporphyren. Wie weit die präcarbonischen Gesteine von der zweiten Gebirgsbildung beeinflußt wurden, entzieht sich der Kenntnis.

Ablagerungen der Angarazeit fehlen in diesem Gebiet. Auch tektonische Vorgänge aus dieser Zeit sind nicht nachgewiesen, dagegen sind Porphyrite in den nördlichen Teilen aufgedrungen. Die sonstigen Umgestaltungen beschränken sich auf Herausbildung von Destruktionsflächen.

Im Tertiär beginnt die dritte Zeit der Gebirgsbildung. In ihr dürften in diesem Gebiete hauptsächlich radiale Bewegungen erfolgt sein (Zerstücklung der Peneplains, Bildung von abgeschlossenen Becken), die Wirkung dieser Gebirgsbildung bestand also größtenteils in der Ver-

schärfung der Niveaudifferenzen. Die inneren Gebiete stehen den Randgebieten als Horste gegenüber.

Das Streichen der Ketten ist im zentralen Tian-Schan und im Chalyktau vorwiegend ONO. Zwar erfahren die Ketten vom Khan Tengri bis östlich des Musartpasses eine Beugung aus ONO. in O.-Richtung, weiter nach O. nehmen sie aber rasch wieder ONO.-Richtung an und behalten diese Richtung im ganzen Chalyktau bei. Es bilden also zentraler Tian-Schan und Chalyktau eine eng zusammengehörende Masse von gleichem Bau und gleicher Richtung, und es ist falsch, den Chalyktau als einen neuen Bogen aufzufassen (19, 46).

Temurlyktau. Diese Kette bildet den nördlichsten Teil des zentralen Tian-Schan, zwischen dem Tekes- und Ilibecken. Ihr Bau ist ziemlich einfach (14, 22, 26, 29, 38, 40). Den Kern bildet Granit, begleitet von Quarzporphyr (präcarbonischer Granit). Darüber liegt transgressiv oberes Untercarbon (bis 600 m mächtige Kalke). Unter den Kalken liegt stellenweise noch Porphyrit. Die Kalke sind, besonders im W., stark gestört und steil aufgerichtet (postuntercarbonische Gebirgsbildung). N.- und S.-Rand sind Bruchlinien, die Randbrüche des Ili- und Tekesbeckens. An sie legen sich im N. Angaraschichten mit Porphyrit, Dioritgängen und Basalt, im westlichen Teil des Nordrandes bilden Porphyrit und Quarzporphyr eine breite Vorzone. Bruchbildung scheint in dieser Kette vorzuwalten, daraus resultiert Horstcharakter (40).

Südlicher Tian-Schan. Von dem Gebiete nördlich Kaschgar fehlen neuere Untersuchungen. Erst weiter im O. haben Merzbacher-Keidel und Gröber größere Gebiete genauer durchforscht. Von diesen soll zunächst der Kokschaaltau besprochen werden. Er wird in der Hauptsache aus zwei Gebirgsbögen gebildet, dem Bedel- und Dschannartbogen. Diese beiden Bögen stehen sich durchaus selbständig gegenüber. Den Bedelbogen bilden von ONO. über NO-N-NNW streichende, also nach SO. konvexe Ketten, welche die östlich davon liegenden, im allgemeinen NOstreichenden Ketten des Dschannartbogens an der Berührungsstelle z. T. überdecken (19). Dabei ist die Zusammensetzung beider Bögen nahezu die gleiche, Unterschiede sind nur darin vorhanden, daß in den altpaläozoischen Schiefern des Dschannartbogens eine breite Kalkzone eingeschaltet ist, und daß im östlichen Teil dieses Bogens Granit die Achse bildet, der im Bedelbogen fehlt.

Das Gesteinsmaterial, welches am Bau der Bögen beteiligt ist, reicht vom Altpaläozoicum bis zu den obercarbonischen Schwagerinenkalken, und das höchste Glied der Formationsreihe ist ein Konglomerat aus Geröllen dieser Kalke. Daraus ergibt sich, daß der Kokschaaltau in seiner hauptsächlichen Anlage am Ende des Obercarbons entstanden ist, wobei faltende Bewegungen vorgeherrscht haben.

Angaraschichten fehlen hier, die Hanhaischichten liegen diskordant auf dem alten Gebirge, das in der mesozoischen und tertiären Kontinentalzeit stark abgetragen wurde. Die tertiären Bewegungen erzeugten

vielfach Absenkungen, die zu Überschiebungen am S.-Rand führten, vermochten aber die alte Anlage des Gebirges nicht umzustoßen.

Das Gebiet südlich des Kokschaalflusses ist vom Kokschaaltau durch eine in der Richtung des Flusses verlaufende Bruchlinie getrennt. Es besteht im W. aus altpaläozoischen Apatalkanschichten, im O. dagegen nur aus carbonischen Sedimenten, und zwar ist hier die ganze carbonische Serie entwickelt (19, 15). Zwischen dem stark gefalteten unteren und dem oberen Untercarbon ist eine Diskordanz (intracarbonische Gebirgsbildung). Das Gebiet ist besonders interessant wegen der Überschiebungen von Fusulinen- und Schwagerinenkalk über ältere Glieder des Obercarbons. Gröber (15) kam zu dem Ergebnis, daß im Tertiär dort zwei Faltungsperioden unterschieden werden können. Von diesen hat die erste in ungefähr N—S., die zweite fast senkrecht dazu in W—O.- (bzw. O—W.)-Richtung gewirkt. Im Gefolge der zweiten sind die erwähnten Überschiebungen entstanden. Es wäre sehr zu begrüßen, wenn durch die Untersuchungen Gröbers — er konnte beide Faltungen noch bei Aksu und Kaschgar am Südrand, sowie in der Bogdo-ola-Kette im östlichen Tian-Schan nachweisen und schließt daraus, daß der ganze Tian-Schan von diesen Faltungen betroffen wurde — es gelänge, über die tektonischen Vorgänge im Tertiär, besonders über den Zeitpunkt dieser Bewegungen und damit über die Gliederung der Hanhaischichten genaueres zu erfahren. Nach dem, was bis heute darüber bekannt ist, habe ich den Eindruck, als ob es nicht möglich wäre, in den zentralen Gebieten diese beiden Faltungsbewegungen zu erkennen, und es liegt die Vermutung nahe, daß ihre Wirkung auf die Randgebiete des Gebirges beschränkt blieb. Ferner ist zu bemerken, daß die Folgerungen Gröbers über das Alter der NW.- und der ONO.-Ketten in Widerspruch stehen mit den Ergebnissen, welche im Karatau, im Tschatkaltau und im Ferghanagebiet (Erdbeben von Andischan) (3, 24, 31, 32, 47) in den letzten Jahren gewonnen wurden.

Gesteine des quer zum Gebirgsrand nach SO. noch über den Tarimfluß hinüber sich erstreckenden Masar-tagh beschreibt Futterer (12). Der Zug ist aus paläozoischen Sedimenten und Eruptivgesteinen aufgebaut, welche das Nebengestein am Kontakt umgewandelt haben. Nach Gröber (15) ist der Masar-tagh durch die zweite tertiäre Gebirgsbildung entstanden.

Südlicher Chalyktau von Aksu bis Bai. Der Kum-Aryk durchbricht, aus dem zentralen Gebiete kommend, erst den Dschannartbogen, dann noch einige Ketten, welche zu einem neuen, östlich und südlich von diesem liegenden Bogen gehören. Dieser Bogen — er möge Sabawtschöbogen heißen — hat möglicherweise seine Fortsetzung nach O. in den alten Gesteinen des südlichen Musarttales (19, 21). Die Ketten ziehen geschlossen von O. her aus einem gemeinsamen Stamm mit granitischer Achse und treten nach W. auseinander. Ein Teil endet noch vor dem Kum-Aryk, ein anderer Teil reicht über ihn hinüber und

verschwindet unter den jungen Aufschüttungen am S.-Rand des Dschannartbogens. Die Ketten bestehen aus paläozoischen Phylliten und Tonschiefern, welche diskordant von Obercarbon überlagert sind. Darüber liegen Hanhaischichten, z. T. wenig gestört, z. T. heftig gefaltet und von paläozoischen Sedimenten überschoben. Die Streichrichtung der Ketten ist NO.

Westlich vom südlichen Musarttal bildet das Gebirge einen einspringenden Winkel. Bis hierher herrscht, auch in den jungen Bildungen am Südrand, durchaus NO.-Streichen. Von hier nach O. aber zeigen die Ketten NW.-Streichen. Ein weiterer Unterschied besteht darin, daß jetzt auch Angaraschichten auftreten, welche in den NO.-Ketten gänzlich fehlen.

Es zeigt also das Gebiet am Südrand zwischen dem Austritt des Musarttales und Bai (19) folgende Verhältnisse: Den Rand des Gebirges bilden Angara- (mit Quarzporphyr) und konkordant darüber Hanhaischichten. Die Angaraschichten beginnen mit Konglomeraten aus obercarbonischen Sedimenten, welche weiter im N. anstehen und diskordant auf den alten Phylliten usw. liegen, welche von dem südlichen Granitmassiv im Musarttal durchbrochen sind.

Die Ketten aus Angaraschichten beginnen etwa bei Kyssalik eine Drehung der Streichrichtung über WO. in NNO. und biegen nördlich Bai wieder in NNW.—SSO.-Richtung um.

Für den Südrand hat auch Futterer (12) wertvolle Beobachtungen geliefert. Nach ihm ist das Randgebiet ausgezeichnet durch große Staffelbrüche, welche von N. nach S. aufeinander folgen. Stets ist das Gebiet südlich eines Bruches gesunken. Auch in dem Verlauf der Brüche prägt sich die Änderung der Kettenrichtung, die oben erwähnt wurde, aus, indem die Brüche westlich des Musartflusses NO-, östlich dagegen ungefähr O.—W.-Richtung haben.

Der östliche Tian-Schan vom 83.° O. Gr. an ist wenig bekannt. Die Ergebnisse der Expedition Merzbachers mit Gröber liegen noch nicht vor, Merzbacher erwähnt (29) nur einiges von der Geologie der durchforschten Gebiete. Außerdem hat Futterer (12) den südöstlichen Teil bereist, Huntington (17) gab ein Profil der Senke von Turfan, Obrutschews (33) Forschungen sind z. T. schon von Suess (46) verwertet.

Es kann daher über das zwischen dem 83. und 89.° O. Gr. liegende Gebiet nur sehr wenig gesagt werden. Indessen möchte ich doch einiges hervorheben. Wie weiter im W., so bilden auch hier paläozoische Gesteine das alte Gebirge, und das obere Untercarbon liegt transgressiv darüber. Die vorherrschende Streichrichtung ist O.—W. und die gleiche Richtung besitzen große Längsbrüche (Gräben), welche den ersten Anstoß zur Entstehung der Längstäler (Yuldus, Kasch, Kunges) gegeben haben. Daneben spielen Querbrüche in N.—S.-Richtung eine große Rolle. Der Südrand östlich Bai zeigt eine auffallende Verschiedenheit

gegenüber dem weiter im W. darin, daß das Obercarbon fehlt und wahrscheinlich an einem solchen Querbruch abgesunken ist. Angara- und Hanhaischichten bedecken weite Areale und beweisen durch ihre Lagerung tertiäre Bewegungen, wie auch die Grabenbrüche z. T. tertiäres Alter haben.

In der Bogdo-ola-Kette, die aus paläozoischen Gesteinen aufgebaut ist, spielen Quarzporphyre eine bedeutende Rolle. Am Nordfuß der Kette, durch Diskordanz davon getrennt, liegt eine sehr mächtige Serie von Pflanzen und Kohlen führenden Angaraschichten. Die Kette selbst zeigt mehrfach wechselnde Streichrichtung.

Gegen S. scheint sie in Staffelbrüchen abzusinken gegen einen Graben, der infolge seiner tiefen Lage der merkwürdigste in Zentralasien ist. Es ist die Senke von Liuktschun, welche sich mit einer Breite von 10—65 km etwa 680 km weit erstreckt (11, 33) und eine größte Tiefe von 130 m unter dem Meeresspiegel hat. Der Graben ist junger Entstehung, denn Angara- und Hanhaischichten, die ihn erfüllen, sind an den Rändern in gestörter Lagerung und in abgesunkenen Partien sichtbar. Im S. begrenzt diesen Graben der Tschul-tagh, an dessen Nordhang N.-fallende Hanhaischichten liegen. Unter diesen kommt Carbon mit Porphyrergüssen. Das Streichen dieser Kette ist ONO. bis OzN. Futterer (12) querte diese Kette im W., wo sie aus alten Schiefern und Graniten besteht, sowie aus carbonischen Kalken. Die Schichten sind meist steil aufgerichtet. Das Streichen der Sedimente ist hauptsächlich nordwestlich, entweder schwenkt die Kette um, oder die Stelle, wo sie gequert wurde, gehört schon zum Argu-tagh, der im W. sich anschließt.

Von den Barkulbergen und dem Karlyktagh nördlich des großen Grabens ist bekannt, daß sie aus alten Schiefern und Graniten bestehen, sowie aus Kalken, Konglomeraten und Sandsteinen (12), welche ebenfalls paläozoisches Alter haben sollen. Dazu treten Angara- und Hanhaischichten. Porphyre sind weit verbreitet, ferner Diorit und Melaphyr. Am ganzen Südrand sind die Spuren der Grabenbildung zu verfolgen in den dislozierten jungen Sedimenten.

Pe-Schan. Es kann nach den Untersuchungen von Obrutschew (33), zu denen als weitere wertvolle Ergänzungen die Beobachtungen von Futterer (12) kommen, nicht zweifelhaft sein, daß die Ketten des Pe-Schan zwischen dem pri-tian-schan-schen Graben (Senke von Liuktschun) und der Depression am Nordrand des Nan-Schan noch zum Tian-Schan gehören. Der Pe-Schan ist demnach die östliche Fortsetzung der südlich des Grabens liegenden Ketten Tschul-tagh und Kuruk-tagh. Wenn auch durch die starke Abtragung und Ausfüllung der tieferen Partien mit jungen Ablagerungen morphologisch der Charakter als Gebirgsland nur wenig hervortritt, so zeigte sich doch bei den verschiedenen Querungen, daß dieses ganze Gebiet von einer Anzahl von Gebirgsketten durchzogen ist.

Das Gesteinsmaterial dieser Ketten weist große Übereinstimmung auf mit dem in anderen Teilen des Tian-Schan. Die Richtung der Ketten ist im allgemeinen WO. bis OSO. Bei Suess (46) finden sich nähere Angaben über die Ergebnisse der Forschung bis zu Obrutschews Reisen, ich möchte mich daher hier darauf beschränken, die Ergebnisse Futterers, welcher den Pe-Schan auf einer neuen, mittleren Linie querte, kurz anzuführen.

Fünf Ketten, bzw. Kettensysteme bilden hier den Pe-Schan. Ihr Streichen ist N 70—90 W. im nördlichen, N 70—90 O. im südlichen Teile. Im einzelnen zeigt sich folgendes:

1. (nördliche) Ketten: Sie beginnen am Südrand des großen Grabens mit altpaläozoischen Sedimenten (Devon?), an die sich Granite anschließen, übereinstimmend mit dem Bau des Tschultagh, dessen östliche Fortsetzung diese Ketten bilden.

2. Kettenreihe: Sie besteht aus Granit (Nordkamm) und aus wahrscheinlich obercarbonischen Bänderkalkdolomiten, auf die wieder Granit folgt, ebenfalls ähnliche Ausbildung wie im Tschultagh.

3. Kettenreihe: kristalline Schiefer und Phyllite treten hier auf, dazu Granit, sowie Bänderkalkdolomite von paläozoischem, nicht näher bekanntem Alter. Futterer parallelisiert diese Kettenreihe mit dem Gebiete der Taschkarberge nördlich des Bagraschkul.

4. Kettensystem: Es wird aus drei Bergzügen gebildet, von denen der erste aus paläozoischen Schiefern, devonischen Bänderkalken und anderen metamorphen kalkigen Gesteinen besteht. Der zweite Zug wird von Graniten und metamorphen Gesteinen (Oberdevon), sowie verkieselten Tuffen aufgebaut. In dem 3. Zug sind die gleichen Sedimente und Tuffe, sowie Quarzporphyre zu sehen, zu denen am Südhang noch Porphyrite treten.

5. Kettenreihe: aus Quarzporphyr und Granit bestehend. Ihre Fortsetzung nach W. soll eine Granitzone im Kern des Kuruktagh bilden, die Fortsetzung der vier Ketten soll nördlich und östlich vom Bagraschkul liegen.

Südlich vom Pe-Schan liegt wie im N. eine Depression mit Ausbrüchen von Effusivgesteinen, und es ergibt sich daraus für den Pe-Schan Horstnatur.

Es bleibt noch ein Gebiet zu besprechen übrig, nämlich der Dsungarische Alatau und seine NO.-Ausläufer. Wie der Pe-Schan im SO. das Grenzgebiet gegen den Nan-Schan bildet, so ist der dsungarische Alatau im N. das Grenzgebiet gegen den Altai. In beiden Gebieten tritt die große Bedeutung von Einbrüchen deutlich hervor, und noch mehr wie im SO. ist es hier im N. zur Ausbildung von Horsten gekommen.

Granite und alte präcarbonische Schiefer bilden die ältesten Teile des Dsungarischen Alatau (7, 22, 25, 31). Darüber liegt transgressiv Untercarbon in Form von Kalken, vielleicht auch am N.- und W.-Abhang als metamorpher Schiefer mit eingelagerten Kalken (25). Eruptiva

sind ziemlich verbreitet: Diorit, Porphyrit, Diabas, Basalt. Angaraschichten liegen am Südrand (Ilibecken), Hanhaischichten im Innern und an den Rändern.

Die Streichrichtung der Ketten schwenkt von NW. im W. über WO. nach ONO. im O. um, entsprechend der deutlichen Bogenform des Gebirges. Komplizierter wird der Bau der Ketten im S., wo die Ketten z. T. in Verbindung treten mit den zwischen dsungarischem Alatau und Iran-kharbut liegenden.

Die Wirkung der intracarbonischen Gebirgsbildung zeigt sich in der steilen Stellung der paläozoischen Gesteine, während die jüngeren Sedimente verhältnismäßig schwach gefaltet sind. Trotzdem ist das heutige Relief nicht durch die alte Faltung bestimmt, sondern durch jüngere (tertiäre) disjunktive Dislokationen (25), welche sich besonders gut in den Vorzonen beobachten lassen. Das ganze Gebiet ist hier aus Horsten und Gräben zusammengesetzt, und ebenso erscheint das eigentliche Gebiet des dsungarischen Alatau als ein Horst, der rings von Einbrüchen umgeben ist.

Am deutlichsten ist diese Bruchzone ausgeprägt im NO., wo ein breiter, mit großen Seen (Ebinor, Alakul, Sasykkul) erfüllter Graben den dsungarischen Alatau von seinen nordöstlichen Ausläufern trennt. (Über eine mögliche Fortsetzung dieses Grabens nach S. in den östlichen Tian-Schan siehe 29.)

Diese Ausläufer — es sind die Gebirge Barlyk, Maili, Dschair, Konur-obo, Urkaschar — sind von Obrutschew (34, 35, 36) in den letzten Jahren erforscht worden. Paläozoische Gesteine, hauptsächlich Ton- und Kieselschiefer, dann Mergel und Sandsteine, in geringerem Maß Kalksteine, z. T. fossilführend (Devon und Carbon) bilden, z. T. durch Granit metamorphosiert, das alte Gebirge, wozu noch Quarzporphyr, Porphyrit und Melaphyr, teilweise in Wechsellagerung mit Devon und Carbon, kommen.

Angara- und Hanhaischichten sind in mannigfacher Ausbildung vertreten.

In tektonischer Beziehung bieten diese Gebirge das gleiche Bild wie der dsungarische Alatau. Die alten Gesteine sind steil aufgerichtet, z. T. überkippt, die mesozoischen Ablagerungen waren nie als Decke über dem ganzen Gebiet ausgebreitet, sondern von Anfang an, entsprechend ihrer Entstehungsart, auf die Niederungen beschränkt. Die Bedeutung der disjunktiven Dislokationen tritt hier noch stärker hervor als weiter im SW. Jedes dieser verhältnismäßig kleinen Gebirge bildet einen Horst; Gräben, teilweise mit Staffelbrüchen, trennen sie voneinander, deren Richtung verläuft häufig diagonal zur Streichrichtung. An den Brüchen ist öfters Porphyr, bzw. Melaphyr aufgedrungen. Die mesozoischen Sedimente innerhalb der Gräben sind an den Rändern häufig steil aufgerichtet und gefaltet, auch überschoben; daraus dürfte hervorgehen, daß die Entstehung der Gräben ins Tertiär zu verlegen ist.

Das alte Gebirge scheint vor seiner Zerstücklung zu einer Peneplain abgetragen gewesen zu sein. Interessant ist, daß die disjunktiven Dislokationen nicht nur vertikale, sondern auch horizontale Bewegungen auslösten, nämlich Drehungen von Schollen.

Übersicht. So weit die Betrachtung einzelner Teile. Wenn ich nun daran gehe, in kurzen Worten die wichtigsten Merkmale des Tian-Schan aufzuzählen, so ist dabei wohl zu beachten, daß unser Wissen über Aufbau und Geschichte dieses Gebirges trotz der ausgedehnten Untersuchungen des letzten Jahrzehnts, welche die Ergebnisse aus früherer Zeit wesentlich vervollständigt und erweitert haben, doch noch sehr unvollkommen ist.

Immerhin läßt sich schon heute eine Reihe von Vorgängen feststellen, welche dem Tian-Schan gegenüber anderen Gebirgen eigen sind, sowie solche, welche er mit anderen gemeinsam hat.

Da ist zunächst hervorzuheben, daß in dem ganzen Gebiete keine älteren als silurische Gesteine vorzukommen scheinen, ferner, daß die mächtige Serie von kristallinen Schiefern, Phylliten und Tonschiefern mit untergeordneten Einlagerungen anderer Gesteine lediglich Silur und Devon in mariner Facies repräsentieren dürfte.

Die weite Verbreitung mächtiger Granitmassive in den alten Gesteinen und die häufig zu beobachtenden Erscheinungen der Piezokontaktmetamorphose machen es wahrscheinlich, daß das Aufdringen dieser Granite mit gebirgsbildenden Bewegungen verknüpft war. Daraus ergibt sich die erste Gebirgsbildung im Tian-Schan in präcarbonischer Zeit.

Das Ergebnis dieser tektonischen Bewegungen bildet ein Faltengebirge, und es ist anzunehmen, daß die Zusammensetzung des Gebirges aus langen, mehr oder weniger in O.—W.-Richtung verlaufenden Ketten schon bei dieser ersten Gebirgsbildung entstanden ist.

Im Untercarbon wird das ganze Gebiet neuerdings vom Meer überflutet. Wir wissen nicht, auf welche Ursachen diese, auch in anderen Teilen Zentralasiens nachgewiesene, marine Transgression zurückzuführen ist. Das Fehlen von Transgressionsbildungen an der Basis der carbonen Sedimente in großen Gebieten des Tian-Schan ist eine Erscheinung, welche eine befriedigende Erklärung der Transgressionsursachen nur erschwert. Andererseits weist der Umstand, daß das Untercarbon nicht nur über Sedimente, sondern auch über Granite transgrediert, darauf hin, daß eine Zeit starker subaerischer Abtragung der Transgression vorausging.

Soweit bekannt, ist das transgressive Untercarbon nur in seinen oberen Horizonten zum Absatz gelangt. Da aber im südlichen Tian-Schan auch die unteren Horizonte des Untercarbons festgestellt sind, und diskordant darüber oberes Untercarbon liegt, so müssen zwischen der ersten Gebirgsbildung und der großen Transgression tektonische Bewegungen, wenigstens in diesem Gebiete, stattgefunden haben.

Nach dem Untercarbon erfolgt die zweite bedeutende Gebirgsbildung. Im ganzen Tian-Schan sind ihre Spuren deutlich zu erkennen. Ebenso rasch, wie die Transgression des Untercarbonmeeres vor sich gegangen, tritt Regression ein, nur an wenigen Stellen sind bis heute Regressionsbildungen gefunden. Das Gebiet wird größtenteils Festland und wird zugleich stark gehoben. Dabei ist charakteristisch, daß Falten sehr zurücktreten gegenüber steiler Aufrichtung der Schichten, besonders in den inneren Gebieten. Zugleich wiederholt sich, was schon bei der präcarbonischen Gebirgsbildung als Begleiterscheinung auftrat: das Aufsteigen mächtiger Granitmassen, welche zusammen mit Quarzporphyren als ihrer effusiven Facies zwischen die Sedimentgesteine eindringen und durch die Art der Umwandlung (Piezokontaktmetamorphose) die Gleichzeitigkeit von Intrusion, bzw. Effusion und Gebirgsbildung beweisen.

Obercarbonische Sedimente (mariner Entstehung) sind nur in den südlichen Randgebieten zur Ablagerung gekommen, konkordant über dem oberen Untercarbon und diskordant über älteren Gesteinen. Das übrige Gebiet bleibt, mit Ausnahme des westlichsten Teiles, vom Ende des Untercarbons an Festland.

Nach dem Obercarbon erfolgen wieder tektonische Bewegungen mit dem Erfolg, daß auch diese südlichen Randgebiete endgültig dem Gebirge sich angliedern. Beweise für eine Einwirkung dieser Bewegungen auf die übrigen Gebiete sind bis jetzt nicht erbracht.

Perm und Mesozoicum sind für den Tian-Schan Zeiten tektonischen Stillstandes. Die Ablagerungen dieser Periode, die Angaraschichten, charakterisieren sich als kontinentale Ablagerungen; mit Sicherheit sind bis heute aus ihnen nur jurassische Horizonte bekannt. Während dieser Zeiten dringen in den äußeren, nördlichen Gebieten Porphyrite und andere Eruptivgesteine auf.

Mit dem Tertiär beginnt eine neue Periode starker tektonischer Umgestaltungen. Sie äußern sich in verschiedener Weise, nämlich durch Bewegungen in radialer und tangentialer Richtung. Die radialen Bewegungen führen zu Einbrüchen und Absinken großer Teile des Gebirges, die schon vorhandenen Becken und Buchten zwischen den Ketten werden vertieft, lange und breite Gräben durchschneiden oder trennen die Ketten, und diese ragen als Horste über ihre Umgebung hervor. Die Wirkungen dieser Bewegungen sind naturgemäß in den äußeren Gebieten am besten zu erkennen, wo die Zusammendrängung der Ketten kein so hohes Maß erreicht als im Innern.

Die tangentialen Bewegungen erzeugen Faltungen und Überschiebungen. Sie sind bis jetzt nur aus den nördlichen und südlichen Randgebieten bekannt, wo auch die radialen Bewegungen am stärksten gewirkt haben. Das legt den Gedanken nahe, daß sie nur in deren Gefolge auftreten, daß sie nur Begleiterscheinungen der radialen Bewegungen sind. In der Tat zeigen sie sich im Norden nur als Auslösungserscheinung des von den Horsten gegen die Gräben wirkenden Druckes, sowie als

Faltung der in die Gräben einsinkenden Massen. Ähnlich ist es im Süden. Hier erfolgt Faltung und Überschiebung in zwei ungefähr senkrecht zueinander verlaufenden Richtungen, in N.—S. vom Gebirgsrand gegen das gesunkene Vorland und, später, in W.—O., ebenfalls von höheren gegen tiefere Gebiete.

Es scheint demnach sicher, daß die tektonischen Veränderungen der Tertiärzeit, welche wiederholt stattgefunden haben und noch vom Ende des Pliocäns festgestellt sind, hauptsächlich in radialer Richtung gewirkt haben. Das alte carbonische Gebirge verhielt sich ihnen gegenüber als starre Masse, die schon gefalteten und aufgerichteten Gesteine konnten nicht weiter gefaltet werden, und die Druckkräfte lösten sich zumeist in radialen Bewegungen aus.

Die Ablagerungen der Tertiärzeit tragen die Anzeichen kontinentaler Entstehung noch deutlicher zur Schau als die Angaraschichten. Die einzigen postcarbonischen marinen Sedimente finden sich im westlichsten Teil, wo sich im Cenoman, dann wieder im Senon und Eocän durch das Ferghanabecken an der Südseite des Gebirges und über das Grenzgebiet zwischen Tian-Schan und Alai hinüber bis in das westliche Tarimbecken ein Meeresarm erstreckte und in den Randgebieten des Tian-Schan Sedimente, wahrscheinlich nur senonen und eocänen Alters, absetzte. Noch jüngere marine Sedimente (Jungtertiär) sind am Westrand des Gebirges abgelagert.

Von diesen räumlich eng begrenzten Ablagerungen abgesehen, sind die tertiären Sedimente kontinental entstanden. Der Mangel von genügenden Unterscheidungsmerkmalen macht es zurzeit nicht möglich, von den tertiären Sedimenten die posttertiären mit Sicherheit zu trennen. Die ganze Serie wird unter dem Namen Hanhaischichten zusammengefaßt.

Aus den Störungen, welche noch die jüngeren (mittel- bis oberpliocänen) Glieder dieser Gruppe betroffen haben, ferner aus den bei den Erdbeben von 1887, 1902 und 1911 beobachteten Erscheinungen geht hervor, daß tektonische Bewegungen vom Ende des Tertiärs bis in die Gegenwart andauern.

Es ist jedoch daran festzuhalten, daß die Zusammensetzung des Gebirges aus einer großen Zahl von Ketten und ihre z. T. nach Süd konvexe Bogenform in der Hauptsache durch die alten Gebirgsbildungen zustande gekommen ist. Diese alten Ketten verhalten sich den jungen Bewegungen gegenüber als starre Massen, die Wirkung der jungen Bewegungen zeigt sich hauptsächlich in der Herausbildung von Horsten und Bruchzonen, verbunden mit örtlichen Faltungen und Überschiebungen. Eine tangentiale Bewegung der Massen über große Gebiete, etwa in N.—S.-Richtung, erscheint ausgeschlossen.

Die lange Kontinentalzeit des Mesozoicums führt zur Ausbildung von weiten Rumpfflächen. Durch die tertiären Bewegungen werden sie zerstückelt und die voneinander getrennten Teile liegen heute in verschiedener Höhe.

In der Eiszeit war das ganze Gebirge, das noch heute eine sehr ausgedehnte Vergletscherung besitzt, in viel höherem Maß vergletschert. Die Beweise dafür sind überall zu sehen, die heutige Physiognomie des Gebirges ist großenteils auf die Wirkungen der gewaltigen Eis- und Wassermassen jener Zeit und die dadurch bedingten Anhäufungen von Moränen, fluvioglacialen Schottern und Seeablagerungen zurückzuführen. Dazu kommt als weiterer, die Physiognomie, besonders in den Randgebieten, wesentlich beeinflussender Faktor die zentrale Lage des Gebirges. Daraus ergibt sich die Anhäufung der mächtigen Schutt- und Sandmassen in den Gebieten zwischen den einzelnen Ketten, sowie an den Rändern des Gebirges; daraus entstehen die in ihrem eigenen Schutt erstickenden Gebirgszüge besonders des südöstlichen Tian-Schan, wo der Pe-Schan den Typus eines solchen Gebirges darstellt, bei welchem durch die rein kontinentalen Abtragungsvorgänge der Charakter als Kettengebirge nahezu vollständig verwischt ist, und der Rumpf des Gebirges heute als eine Felsenwüste erscheint.

Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Alpenexkursion der Geologischen Vereinigung.

Von **Pierre Termier.**

(Aus dem Französischen der Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Paris, t. **155**, S. 602 und 678. 1912.)

Mein Kollege und Freund, Professor G. Steinmann von der Universität Bonn, hatte den glücklichen Gedanken, für den Sommer 1912 eine Exkursion der Geologischen Vereinigung in die Bündner Alpen und die Tauern zu veranstalten und die Geologen, die sich für die Stratigraphie und Tektonik der Alpen interessieren, dazu einzuladen. Wir waren einige zwanzig am Treffpunkt. Die Exkursion hat 3 Wochen, vom 19. August bis 7. September, gedauert und hat uns von Bludenz im Vorarlberg nach Spittal in Kärnthen geführt, über den Rätikon, den Prättigau, das Davoser Becken, die Via Mala, den Schams, das Oberhalbstein, den Longhinpaß, das Inntal, das obere Zillertal, die Radstädter Tauern und endlich das Katschberggebiet, wo die Hohen Tauern im Osten endigen. Unsere Führer waren: für den Rätikon W. v. Seidlitz aus Straßburg, für die Cotschna, das Oberhalbstein und das Oberengadin Steinmann; für den Schams H. Meyer aus Gießen; für den Longhinpaß H. P. Cornelius; für das Unterengadin W. Paulcke aus Karlsruhe und W. Hammer aus Wien; für das Zillertal B. Sander aus Innsbruck; für die Radstädter Tauern L. Kober aus Wien, und endlich für den Katschberg und das Ostende der Hohen Tauern der Professor F. Becke von der Universität Wien. Das Wetter war oft sehr schlecht; trotzdem ist, dank der Aufopferung und der Sachkenntnis der Geologen, die die Karawane führten, kein einziger wichtiger Teil des Programms aufgegeben worden, und wir haben trotz der Ungunst der Witterung fast alles gesehen, was wir sehen wollten. In Innsbruck, wo wir den 29. August verbringen sollten, wartete unser eine Überraschung: Eduard Suess war da, eigens von Ungarn hergekommen, um mit uns der Versammlung der Geologischen Vereinigung anzuwohnen, die in einem Hörsaal der Universität stattfand. Der Verfasser der Entstehung der Alpen hatte trotz seiner 81 Jahre uns den Ausdruck

seiner warmen Sympathie selbst überbringen wollen und hat uns damit zugleich das erhebende Beispiel eines wissenschaftlichen Eifers gegeben, über den das Alter keine Macht hat.

Der 29. August 1912 wird, wie ich glaube, in der Geschichte der Alpengeologie den endgültigen Sieg der Theorie der großen Decken bezeichnen, den Eintritt dieser Theorie in den Unterricht. Man erinnert sich vielleicht noch des heftigen Sturmes, den es erregte, als gegen Ende des Jahres 1903 in den Pariser Akademieberichten eine neue Lehre über die Synthese der Alpen bekannt gegeben wurde, die darauf beruhte, daß auch in den Ostalpen eine Reihe aufeinander getürmter Decken vorhanden sei — alle aus dem Süden gekommen wie die Decken der Schweizer Alpen — und nach der die nördlichen Kalkalpen über die Zentralzone hinübergeschoben sein sollten. Und nun, keine neun Jahre später, kommt eine Versammlung von Geologen zusammen, in dieser selben Gegend der Alpen, um nach einer Reise von 3 Wochen fast einstimmig zu konstatieren, daß diese Lehre der Wirklichkeit entspricht! Es sind noch einige Zweifler da, schon keine Gegner mehr. Jedermann oder fast jedermann gibt zu, daß die lepontinischen Decken des Rätikon, des Prätigau, des Schams, des Oberhalbstein, des Maloja, die unter dem Tunnel der austroalpinen Decken verschwinden, an zwei Stellen wieder zutage treten in zwei Fenstern, die das Gewölbe dieses Tunnels durchbrechen. Es sind das Unterengadiner Fenster, 55 km lang, und 60 km weiter östlich das 160 km lange Tauernfenster. Und jedermann erkennt an, daß wenn man diesen Bau der Zentralzone zugibt, die Theorie der großen Decken, die Theorie von 1903, notwendig wird und auf die ganzen Ostalpen angewandt werden muß.

Das Hauptziel unserer Exkursion war das Studium der lepontinischen Decken, zuerst westlich von Innsbruck zwischen dem Rhein und dem Nordostende des Unterengadiner Fensters, dann östlich von Innsbruck in der Tauernkette. Es handelte sich also darum, die Beobachtungen Steinmanns und seiner Schule in Verbindung zu setzen mit denen Beckes und des zu früh verstorbenen Uhlig, sowie der Schüler dieser beiden Meister. Aber ehe wir von den lepontinischen Decken sprechen und angeben, was ihre Untersuchung uns gelehrt hat, müssen wir genau definieren, was wir darunter verstehen.

Der Gebrauch des Wortes lepontinisch in der Geologie ist älter als die Deckentheorie. Steinmann hat ihn im Jahre 1895 zuerst gebraucht, um eine Facies der Trias zu bezeichnen, die in der mittleren Region Graubündens verbreitet ist, die sich von der helvetischen und der austroalpinen Facies derselben Formation unterscheidet und aufs engste mit der Facies der Bündner Schiefer und der Glanzschiefer der anderen Stufen des Mesozoicums und des Eocäns verknüpft ist. Zehn Jahre später, 1905 schlug Eduard Suess, als er sich der Deckentheorie anschloß, vor, die Gesamtmasse der übereinanderliegenden Decken in drei Teile zu teilen: das helvetische System zu unterst, in der Mitte das lepontinische System, ganz oben das austroalpine System. In Graubünden stimmte diese rein tektonische Einteilung ziemlich gut überein mit einer Teilung, wie man sie aus den verschiedenen Facies hätte ableiten können; mit anderen Worten: die lepontinischen Decken bestehen in Graubünden aus Schichten von lepontinischer Facies. Aber man darf nicht erwarten, diese Übereinstimmung durchgehends zu finden. Die Facies wechseln in derselben Decke; es ist also unzulässig, eine Decke, eine tektonische Einheit, durch stratigraphische Merkmale zu definieren. Die richtige Definition der lepontinischen Decken ist die folgende: Es sind die Decken, die sich in den Bündner Alpen zwischen die helvetischen und die austroalpinen Decken einschieben; die tiefste Decke des lepontinischen Systems ist die Glanzschieferdecke, die tiefste Decke des austroalpinen Systems die Silvrettadecke.

Östlich von Graubünden, das heißt in den Ostalpen, wird man lepontinisch die Decken nennen, die unter der austroalpinen Decke erscheinen, die die Fortsetzung der Silvrettadecke ist. So wird diese ganze Nomenklaturfrage in den

Ostalpen auf eine tektonische Frage zurückgeführt; es handelt sich darum, eine bestimmte Decke der Ostalpen mit der Silvrettadecke gleichzusetzen und sie damit zur Basis des austroalpinen Systems zu machen. Diese Gleichsetzung kann natürlich ihre Schwierigkeiten haben; man muß also damit rechnen, daß für einige Zeit in den Ostalpen eine gewisse Unsicherheit herrscht über die Grenze der austroalpinen Decken gegen die lepontinischen. Um einigermaßen sicheres zu haben, wollen wir annehmen, daß am Nordrande der Tauern die tiefste austroalpine Decke die der paläozoischen Phyllite des Pinzgaus ist, und daß am Katschberg die Decke der Gneise und granatführenden Glimmerschiefer diese Rolle spielt.

Von allen lepontinischen Decken ist die wichtigste die Glanzschieferdecke; sie zeigt sowohl die größte Gleichmäßigkeit als die charakteristischsten Merkmale, und ihr Zusammenhang leuchtet am meisten ein. Sie ist fast überall sehr mächtig, und man fragt sich manchmal, ob sie nicht zusammengesetzt oder in sich selbst zusammengefaltet ist. Ihre Lagerung ist im großen und ganzen regelmäßig und ruhig und kontrastiert mit der gefalteten, zerstückelten und zerfetzten Lagerung der sie überlagernden Decken. Sie wird hauptsächlich von Glanzschiefern gebildet, d. h. von einer kristallinen Serie, in der die Kalkglimmerschiefer vorherrschen, in der sich aber auch richtige Glimmerschiefer, Glimmerquarzite und Bänke von wirklichen Marmoren finden; ferner enthält sie auch fast überall Grünsteine, Serpentine, Gabbros, Chloritschiefer, Amphibolitschiefer oder Pyroxenschiefer, immer epidotführend. Diese Glanzschiefer, die man von Ligurien bis zum Rhein verfolgen kann, die man im östlichen Korsika und auf der Insel Elba wiederfindet, die endlich im Unterengadin und in den Tauern wiedererscheinen, gleichen sich überall vollständig. Wir wissen jetzt durch Beobachtungen, die in den Westalpen und in Ligurien gemacht sind, ganz bestimmt, daß diese Glanzschiefer eine Sammelfolge (série compréhensive) sind, die von der oberen Trias bis ins Eocän reicht, eine Serie, die durch die Regionalmetamorphose umgewandelt und kristallin geworden ist. Sie hat der Rhein in der Via mala durchgeschnitten und ausgehöhlt, sie bilden zwischen Schuls und Prutz den untersten Teil des Unterengadiner Fensters, aus ihnen endlich besteht die äußere Umhüllung der Schieferhülle der HohenTauern. Ihre Bedeutung für die gesamten Alpen ist so groß, daß der Name Schistes lustrés (Glanzschiefer), den jetzt die Geologen der ganzen Welt kennen, verdient, in die internationale Sprache aufgenommen zu werden. Dieser Name ist nicht gleichbedeutend mit Bündner Schiefer, denn nicht alle Bündner Schiefer sind metamorphisch, während die hohe Kristallinität ein charakteristisches Merkmal der Glanzschiefer ist. Die Namen Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite, mit denen die österreichischen Geologen bisher die Glanzschiefer der Hohen Tauern bezeichnet haben, sind zu petrographisch und sind, besonders der zweite, auf zu verschiedenerlei Bildungen angewendet worden, um für eine so ausgedehnte und so genau definierte geologische Einheit zu passen.

Nächst der Glanzschieferdecke ist die eigenartigste und, wenigstens in Graubünden, die bestbestimmte und konstanteste der lepontinischen Decken, jene, die Steinmann rätische Decke genannt hat, und die ganz oder fast zu oberst im lepontinischen System liegt. Sie ist charakterisiert durch die Verbindung basischer Eruptivgesteine (Basalt, Spilit, Diabas, Variolit, Gabbro, Serpentin, letzterer bisweilen von Nephritadern begleitet) mit marinen Tiefseeablagerungen (Radiolarite, rote Tiefseeschiefer). Diese Ablagerungen gehören wahrscheinlich dem Jura an. Man findet in dieser Decke auch Trias (Quarzite, phyllitische Marmore, Kalke, Dolomite), schwarze oder bunte Schiefer unbestimmten Alters, bisweilen etwas Verrucano, bisweilen auch Granit oder Gneise. Während sie oft zu sehr geringer Dicke zurückgeht, bisweilen sogar lokal vollständig verschwindet, nimmt sie im Süden Graubündens an Stärke zu und erreicht in der Umgebung des Maloja eine Mächtigkeit von 1 km. Ihre Wurzel verlegt Steinmann etwas südlich von der Disgrazia. Von hier bis zum Bodensee erstreckt sich die rätische Decke über ein Gebiet von fast 100 km, überlagert wird sie von der tiefsten der austroalpinen Decken oder von

einer Zwischendecke (Bardella, Albula, Aela, Err usw.). Man erkennt sie noch hier und da am Rand des Unterengadiner Fensters dank ihrer Fülle an basischen Eruptivgesteinen. In den Westtauern ist ihre Anwesenheit zweifelhaft, aber in den Osttauern muß man ihr wahrscheinlich die zweite Stufe der Grünsteine zurechnen, wie sie Becke, Kober, Seemann und Stark angegeben haben, eine Stufe, die von den Glanzschiefern durch eine Mesozoicum enthaltende Decke getrennt wird (Sonnblickregion, Heiligenblut usw.).

Zwischen der rätischen und der Glanzschieferdecke findet man in Graubünden fast überall eine Reihe übereinander gestauchter Decken, oft drei, in manchen Gebieten vielleicht sogar fünf. Sie unterscheiden sich untereinander durch ihre Facies, die den verschiedenen Stufen des Mesozoicums und des Eocäns angehört, sie enthalten weder Grünsteine, noch basische Eruptivgesteine, noch Radiolarite, ihre Gesteine sind nicht oder kaum metamorphisch. Die Mehrzahl dieser Decken führen Breccienschichten von verschiedenem Alter, Lias, Kreide oder selbst Eocän. Alle enthalten sie Komplexe schwarzer Schiefer, den Bündner Schiefern entsprechend. In einigen ist der obere Jura marmorisiert. In allen zeigt die Trias die gleiche oder fast die gleiche Ausbildung und besteht aus Quarziten, Phyllitmarmor, Dolomiten und Kalken, Rauhwacke und Gipsen. Aber im Gegensatz zur Glanzschiefer- und zur rätischen Decke bleibt sich keine dieser Decken auf größere Erstreckungen hin gleich; in jeder wechselt die Facies der Formationen mit Ausnahme der Trias. Deshalb ist es fast unmöglich, von einem Gebiet zum anderen eine Gleichsetzung der Decken vorzunehmen, jedenfalls bleibt sie sehr hypothetisch. Man findet in allen Profilen Analogien, aber nicht zwei Profile, die völlig übereinstimmten. Die Verschiedenheit wird natürlich noch gesteigert durch die Ausschaltungen und mechanischen Veränderungen, deren Intensität bisweilen jeder Vorstellung spottet. Das heißt, daß jeder Versuch die lepontinischen Decken zu zählen, zurzeit noch gänzlich vergeblich wäre. Wir wissen nicht einmal, ob die Decke der einförmigen Prättigauschiefer eine der lepontinischen Decken ist, die zwischen die Glanzschieferdecke und die rätische Decke fallen, oder ob sie einfach die nördliche Fortsetzung der Glanzschieferdecke ist. Steinmann neigte bisher dieser letzteren Auffassung zu, aber die neuesten Arbeiten F. Zyndels lassen die erstere Lösung wahrscheinlicher erscheinen. Diese einförmigen Schiefer des Prättigau sind die eigentlichen Bündner Schiefer im ältesten Sinne des Wortes; sie sind gar nicht oder kaum metamorphisch; sie sind außerordentlich mächtig; sie enthalten keine Grünsteine; sie alternieren bisweilen mit Kalken, Tonen und feinen Breccien; einige Bänke (ganz oben in der Decke) führen Globigerinen, andere haben Orbitulinen geliefert; das Ganze ist offenbar eine Sammelfolge, analog der der Glanzschiefer, aber vielleicht nicht mit ihr identisch, und jedenfalls der Regionalmetamorphose entgangen.

Der Rätikon zeigt über der Decke der Prättigauschiefer eine andere Decke, die charakterisiert ist durch eine halbmarmorische Malmstufe (Sulzfluhkalk), durch das Vorhandensein cretaceischer couches rouges und endlich dadurch, daß sich an ihrer Basis ständig ein Span zerquetschten Granits findet, der bisweilen auf eine Dicke von weniger als 1 m ausgedünnt ist. Die Mächtigkeit der weißen Sulzfluhkalke kann bis zu 1000 m gehen infolge von Rückfaltungen und kleineren Verschuppungen, in die sich Schollen von couches rouges einschieben; sie sinkt bis auf Null, im Süden bei Klosters, im Norden beim Lünersee, so daß die ganze Decke die Form einer Linse hat von ungefähr 30 km Länge und einer größten Dicke von 1 km. Es ist dies die Klippendecke Steinmanns. Über ihr findet sich eine Bildung, die ein Gemisch von Deckenresten ist (Quetschzone v. Seidlitz'). Man findet in ihr alles Mögliche: Granitische und gneisische Mylonite, Breccien und Schiefer des Lias, schwarze Fucoidenschiefer, Breccien mit Orbitolinen, zerriebene Trümmer der rätischen Decke (Verrucano, Trias, Spilit, Serpentin), und endlich große Linsen von Granit und Diorit, die an der Basis der Silvrettadecke kleben und vielleicht schon zu dieser gehören, von der sie dann einfach losgelöste Späne darstellten.

Über diesem Chaos von Deckenüberbleibseln schwimmt in hohen Gipfeln die Silvrettadecke, hier in der Form von Glimmerschiefer oder Gneis, anderwärts als mesozoische Schichten; sie besitzt auch Linsenform, ist aber weder zerstückelt, noch zerquetscht.

Zwischen dem Schams und dem Oberhalbstein quert man mehrere lepontinische Decken, die von der Glanzschieferdecke unterlagert, von der rätischen Decke überlagert werden. MEYER unterscheidet ihrer drei: die untere Klippendecke (mit marmorisiertem Malm), die obere Klippendecke (mit jurassischer Falknisbreccie) und die Brecciendecke (mit fossilführendem Trias und Rät und mit Orbitolinenbreccien der Kreide). An der Basis jeder dieser Decken, sowie an der Basis der rätischen Decke befindet sich ein Granitband (Rofnaporphyr). Die Zerquetschung ist außerordentlich groß, besonders in den unteren Teilen des Komplexes, den beiden Klippendecken; man beobachtet Mylonite, die die unwahrscheinliche Mächtigkeit von 100 m erreichen, und in denen der Granit mit den Sedimenten vermischt ist. Sie sind zudem oft geschiefert und sehen dann wie Gneise aus, in denen sich Kerne von Jurakalk und triadischem Dolomit befänden.

Im Unterengadiner Fenster sind die Verhältnisse im einzelnen vielleicht noch verwickelter. Ganz unten finden sich Glanzschiefer, bei Schuls, Compatsch, Finstermünz, Pfunds, Prutz; ganz oben, unmittelbar unter der Silvrettadecke, trifft man die rätische Decke, aber linsenförmig und im Zustand starker Zerstückelung. Zwischen den Glanzschiefern und der rätischen Decke gibt es Granit oder Gneis in großen Linsen und verschiedene Sedimente, Quarzite, Marmore und Dolomite der Trias, Breccien der Kreide und des Tertiär (Rozbreccien PAULCKES), triasische Gipse mit Rauhwacken,Lias in der Gestalt zerstreuter Klippen mit zahlreichen Fossilien (Belemniten, Crinoiden, Arietites), schwarze Schiefer vom Typus der Bündner Schiefer usw. Wieviel einzelne, unterscheidbare Decken ergibt das? Genau läßt es sich nicht sagen; zum mindesten sind es drei: die Decke der Liasklippen, die unmittelbar unter der rätischen Decke liegt; tiefer die der Triasgipse, und endlich noch tiefer die der Rozbreccien. Diese Decken sind in sich selbst gefaltet und wiederholen sich. Gegen Norden werden sie dünner oder verschwinden eine nach der anderen; bei Prutz scheint zwischen den Glanzschiefern und den austroalpinen Gneisen nur eine einzige, zusammenhängende Decke zu sein, die hauptsächlich aus Trias besteht, und außerdem nur hier und da einige vereinzelte Spuren der Breccien- und der rätischen Decke.

In dem großen Tauernfenster ist die Glanzschieferdecke vielfach zerrissen, und man sieht unter diesen Schiefern ganz andere Schichten erscheinen, nämlich den unteren Teil der Schieferhülle des Zentralgneis und den Zentralgneis selbst. Die untere Stufe der Schieferhülle besteht aus Marmoren (Hochstegenkalk), Dolomiten, Quarziten, Glimmerschiefern und Gneis; dies alles ruht vollkommen konkordant auf dem Zentralgneis, der sehr oft ein richtiger Granit ist, mit kaum parallel gerichteten Komponenten. Oft sehen wir die Folge: Marmor, Dolomit, Quarzit, verdoppelt, sogar mehrfach wiederholt, unter Zwischenschiebung von Lagen von Gneis oder Glimmerschiefer; aber diese Wiederholung ist durch Rückfaltung entstanden, wie uns SANDER in deutlichster Weise am Krierkar bei Hintertux gezeigt hat. In Wirklichkeit ist die normale Folge, von oben nach unten, die nachstehende: Hochstegenkalk, Dolomite, Quarzite, Glimmerschiefer, schiefrige Gneise, endlich Zentralgneis. Natürlich ist wie in jeder Decke das Auftreten linsenförmig. Bisweilen ruhen die Glanzschiefer dicht auf dem Zentralgneis.

Wie alt die verschiedenen Glieder dieser tiefen Serie sind, ob sie der tiefste Teil der Glanzschieferdecke oder eine besondere Decke sind, weiß man nicht. Die Dolomite und Quarzite scheinen Trias zu sein. Aber der Hochstegenkalk? Soll man ihn, wie STEINMANN vorgeschlagen hat, als Jura, etwa als das stratigraphische Äquivalent des Sulzfluhkalkes ansehen? Oder als Trias, wie ich es früher angegeben habe? Die Frage wird unlösbar bleiben, bis einmal Organismen gefunden werden, was allerdings in so hochgradig kristallinen Sedimenten wenig wahrscheinlich

ist. Im ersteren Fall gibt es zwei verschiedene Decken, die des Glanzschiefers und die des Hochstegenkalks und des Zentralgneis. Im zweiten Fall könnte nur eine einzige Decke vorhanden sein, in der der Hochstegenkalk die mittlere Trias darstellte. Die Glimmerschiefer, die schiefrigen Gneise und der Zentralgneis selbst, die nicht voneinander getrennt werden können, stellen in meinen Augen eine kristalline Schieferfacies oder sogar eine granitische Facies des Permo-Carbons dar. Sie scheinen mir den permocarbonischen Gneisen und Glimmerschiefern der Westalpen zu entsprechen (Vanoise, Levanna, Val-Grisanche, Grand-Paradis usw.). Jedenfalls entspricht die tiefe Decke oder die beiden tiefen Decken der Tauern [in den Formationen der Zone der metamorphen Sammelfolge (série compréhensive)] dem, was ich im Jahr 1903 die axiale Zone der Alpen genannt habe.

Wenn man aus Graubünden kommt, ist man geneigt, über der Glanzschieferdecke, zwischen ihr und der Decke der paläozoischen Pinzgauphyllite, eine ganze Serie lepontinischer Decken zu erwarten, die den zahlreichen Decken des Schams oder des Unterengadins entsprächen. Doch sieht man in den Tauern meist nur eine. Aber diese einzige Decke ist von wechselndem Charakter; und da sie sehr vielfach gefaltet und verzweigt ist, oft sogar gequetscht und zerfetzt, kann man sich fragen, ob sie wirklich nur eine Decke ist. Es ist wahrscheinlich, daß es sich um mehrere Decken handelt, die, linsenförmig und unzusammenhängend, sich gegenseitig ersetzen oder vielleicht auch gelegentlich sich vermengen und undeutlich werden.

Am Brenner ist die zwischengelagerte Decke (zwischen Glanzschiefer und paläozoischen Phylliten) die Tribulaundecke, die hauptsächlich aus Trias besteht, an ihrer Basis aber, bei Gossensaß, noch durch eine Lage Glimmerschiefer verstärkt wird, und die in ihren oberen Teilen auch Lias (in der Facies Adnetenkalk) enthält. An der Gschößwand bei Mayrhofen besteht die Zwischendecke aus Trias, die nur sehr wenig von der des Tribulaun abweicht (Quarzite, phyllitische Marmore, Kalke und albitführende Dolomite); aber etwas westlich von der Gschößwand treten sehr mächtige sedimentäre Breccien hinzu, im Aussehen unserer Liasbreccie des Briançonnais sehr ähnlich, die hauptsächlich aus triassischen Brocken bestehen, mit einigen wenigen Brocken von rätischem Kalkstein. Es scheint dies eine brecciöse Facies des Lias zu sein, die sehr verschieden ist von der Tribulaunfacies. Diese Breccien, die wir am Torjoch gesehen haben, erstrecken sich im Norden gegen die Hippoldspitze, im Westen in die Tarntaler Köpfe. Die Decke, die die Breccien enthält, ist in der Gegend des Torjochs stark zerdrückt und gefaltet; sie zeigt bemerkenswerte mechanische Durchdringungen von Triasquarziten, Triasdolomiten und Liasbreccien. Enorme Fetzen dieser Durchdringungen liegen, als Überschiebungsmassen, über den paläozoischen Phylliten, während die natürliche Lage dieser Decke unter den Phylliten ist. Deshalb hält man sie beim ersten Anblick für austroalpin, und das hatte ich in den Jahren 1903 und 1904 auch für mehrere von ihnen angenommen, insbesondere für die Tarntaler Köpfe. Es scheint jetzt aus den Arbeiten Sanders hervorzugehen, daß alle diese verstreuten Fetzen mesozoischer Gesteine lepontinisch sind.

Jedenfalls ist es klar erwiesen, daß sowohl die lepontinischen Decken als die unterste austroalpine Decke in der Gegend zwischen dem Brenner und Mayrhofen zahlreichen Rückfaltungen und intensiven Verquetschungen unterworfen sind. Mein Eindruck ist, daß es in dieser Gegend im Nordwesten der Tauern drei Zwischendecken zwischen den Glanzschiefern und den Pinzgauphylliten gibt, aber derartig unzusammenhängend, verstreut und bisweilen miteinander vermischt, daß es nicht mehr möglich ist, sie bestimmt zu unterscheiden. Die oberste wäre eine Decke mit Grünsteinen, wahrscheinlich der rätischen Decke Graubündens entsprechend; in der Mitte wäre die Decke mit brecciösem Lias, an der Basis, dicht über den Glanzschiefern, läge die Tribulaundecke.

Weiter östlich, im Tal von Gastein, sind die Glanzschiefer von einer Decke von ganz besonderem Habitus überlagert, von der Klammdecke. Obwohl sie wenig metamorph sind, ähneln die Gesteine dieser Decke weder der Trias des Tribulaun,

noch der Trias der Gschößwand, noch dem Mesozoicum der Radstädter Tauern. Ihr Alter ist unbekannt. Es sind hauptsächlich Kalke (Klammkalke), die gewöhnlich dunkelgrau sind, seltener hell und gebändert; daneben gibt es auch graue oder schwärzliche, etwas sericitische Schiefer. Diese Klammdecke verschwindet im Norden unter den paläozoischen Phylliten, ohne daß sich irgend eine andere Decke dazwischenlagerte.

Noch weiter östlich kommen wir an die Radstädter Tauern, deren Bau, der lange genug rätselhaft war, jetzt durch die Arbeiten Uhligs und seines Schülers Kober ganz einfach erscheint. Hier wie im Zillertal bringen Umbiegungen und Rückfaltungen von großem Ausmaß viel Komplikation in den Einzelheiten, und man kann sich fragen, ob man es mit einer einzigen Decke mit zahlreichen Verzweigungen zu tun hat oder mit mehreren voneinander zu trennenden Decken. Für Kober gibt es heute in dieser Gegend nur eine lepontinische Decke, über den Glanzschiefern. Dieser einzigen Decke gibt er den Namen Radstädter Decke. Sie umfaßt Trias (Quarzite, Dolomite und Rauhwacken), schwarze pyritische Schiefer, wahrscheinlich rätisch, und endlich die oftmals marmorisierten Jurakalke, in denen Diener kürzlich Belemniten gefunden hat. Diese Radstädter Decke, stark gefaltet und bisweilen in sich selbst rückgefaltet, verschwindet gegen Norden und Osten unter der tiefsten austroalpinen Decke, die Kober Mandlingdecke nennt. Im Osten besteht die Mandlingdecke aus Gneis, Amphibolit und mehr oder weniger granatführendem Glimmerschiefer; im Norden umfaßt sie von unten nach oben Phyllite, sehr dichte Quarzite (die Radstädterquarzite Fuchs'), Kalke, Grauwacken und Schiefer von anscheinend paläozoischem Alter und endlich die wohlbekannte Trias des Mandlingzugs. Hier und da öffnen sich schöne Fenster, die unter der Mandlingdecke die Radstädterdecke sehen lassen. Mylonite sind häufig, bisweilen gehen sie bis zur Vermischung verschiedenaltriger Gesteine. Infolge ihrer leicht zerreiblichen Natur sind die Rauhwacken mehr als jedes andere Gestein der Mylonitisierung unterworfen gewesen, und man findet manchmal zerriebene Rauhwacken, die Trümmer von jurassischem Marmor einschließen. Daraus ist nicht zu schließen, daß die Rauhwacken immer Mylonite sind; die Rauhwacke ist eine sichere stratigraphische Einheit, in den Tauern so gut wie in der ganzen Kette der Alpen.

Der einzige Punkt, der mir bei dieser Erklärung der Radstädter Tauern etwas zweifelhaft geschienen hat, ist die Zurechnung der Radstädter Quarzite zum Paläozoicum. Diese Quarzite sind petrographisch identisch mit den Triasquarziten der Radstädter Decke; und ich frage mich, ob sie nicht auch zur Trias gehören. Wenn das richtig wäre, hätte man eine weitere lepontinische Decke, die zwischen die Radstädter und die Mandlingdecke zu liegen käme.

Wenn man nach Süden, gegen den Lungau und den Katschberg zu geht, sieht man, wie die Radstädter Decke allmählich an Dicke abnimmt. Von Sankt Michael an tritt sie nur noch in Form von vereinzelten Linsen auf, die in die Glimmerschiefer und Gneise der austroalpinen Decke eingebettet sind. Die oft sehr kleinen Linsen bestehen aus Dolomit, Kalk, Marmor oder Quarzit, und häufig kommen Mischungen dieser Gesteinsarten vor. Die meisten Linsen zeigen nur Trias, vielleicht sind gewisse Marmore jurassisch. Kurz, im Lungau ist die Radstädter Decke durch eine Quetschzone (v. Seidlitz) oder Mischungszone (Zyndel) ersetzt, in der die Trümmer dieser Decke von kristallinen Gesteinen der darüberliegenden Decke umhüllt sind. Diese kristallinen Gesteine, die so die Reste des Mesozoicums der Radstädter Decke einschließen, sind selbst wieder in leuchtende Schiefer, die Diaphtorite Beckes, verwandelt. Sie haben ihren ganzen Feldspat verloren, der in Sericit umgewandelt ist. Darüber befinden sich, ohne deutliche Abgrenzung, die granatführenden Glimmerschiefer und die Gneise in ihrer gewöhnlichen Ausbildungsform. Die Diaphtorisierung ist auf die Pressungs- und Zerreibungszone beschränkt, auf die Mischungszone, d. h. sie ist eine chemische Veränderung, die von der Pressung abhängt.

Der Katschbergpaß, eine tiefe Senke, die das Ostende der Hohen Tauern bezeichnet, öffnet sich in diese Mischungszone. In der Umgebung des Passes und bis zur Tschaneckspitze, die ihn im Westen überragt, treten inmitten diaphtorisierter Schiefer mehrere Triaslinsen zutage. Im Osten senkt sich die Mischungszone unter einem mittleren Winkel von einigen dreißig Grad unter die alten Gneise und Glimmerschiefer der austroalpinen Decke; im Westen ruht sie unter dem gleichen Neigungswinkel auf den Glanzschiefern auf. Vom Gipfel des Tschaneck hatten wir eins der schönsten Bilder vor Augen, das sich ein Tektoniker nur wünschen kann. Die Gneis- und Granitkette der Hohen Tauern fiel scharf abgeschnitten gegen uns ab, bis zur halben Höhe wie umwickelt von ihrer schiefrigen Hülle, und verschwand unter der Mischungszone, auf der wir standen. Wenn wir uns umwandten, sahen wir nach rückwärts diese Mischungszone selbst in gleicher Bewegung unter einem ausgedehnten gesenkten und welligen Gelände verschwinden, das einen düsteren Anblick bot, einem Gelände, das aber selbst noch aus kristallinen Gesteinen bestand, nur freilich aus kristallinen Gesteinen als Hülle. Ich konnte diesen majestätischen Abfall der Hohen Tauern unter den Schild der alten Gneise und Glimmerschiefer, dieses Verschwinden des großartigen Gebirges in den flachen Linien eines einförmigen Landes, nur dem Untergang eines stolzen Schiffes vergleichen, das im eintönigen Wellenmeer versinkt.

Wenig südlich vom Katschberg keilt die Mischungszone aus und endet. Das letzte Auftreten der Trias der Radstädter Decke sehen wir an der Torscharte, oberhalb Maltein. Im Maltatal treten die alten Gneise und Glimmerschiefer unmittelbar an die Glanzschiefer heran, die hier auf 200 m Dicke reduziert sind, während sie in den Tauern häufig mehrere tausend Meter scheinbare Mächtigkeit haben.

Die tieferen lepontinischen Decken sind in diesem östlichen Teil der Hohen Tauern von starken Faltungen ergriffen. Im Hochalmmassiv, das Becke wundervoll bearbeitet hat, sieht man im Lieserfenster, einer Zerreißung im Zentralgneis von 20 km Länge und 4 km größter Breite, unter dem Zentralgneis den Hochstegenkalk, der stark nach Norden einfällt. Außerdem sieht man im Murtal die Mächtigkeit des Marmors, sie nimmt von oben nach unten in der Fallrichtung ab. Unter dem Marmor liegt Zentralgneis. Man hat hier offenbar eine Synklinale der Decke vor sich, die wie die Decke selbst gebogen ist, das heißt also eine Verfingerung (digitation — Maurice Lugeon). Wenn man die Verfingerung gegen ihren Ursprung, also nach Süden hin verfolgt, sieht man, wie sie unter dem Gneis verschwindet; aber etwas weiter, im Melnikkar, ist der Gneis von einer Reihe von Antiklinalen durchbrochen, in denen die Marmore, Quarzite und Schiefer wieder zutage treten. Das sind die Scharniere der Verfingerung, deren wirklicher Ursprung demnach noch weiter südlich liegen muß.

Das sind die lepontinischen Decken vom Rhein im Westen bis zum Katschberg im Osten. Wir haben sie am Katschberg verschwinden sehen. Tauchen sie noch weiter östlich, zum Beispiel am Semmering, wieder auf? Wahrscheinlich ist es; man kann nichts darüber sagen, ehe die in Arbeit befindlichen Aufnahmen abgeschlossen sind. Aber auch wenn sie wieder erscheinen, glaube ich doch nicht, daß sich diese Rückkehr ans Tageslicht bis auf die Glanzschiefer erstrecken wird. Diese und natürlich erst recht die tieferen Decken sind, wie mir scheint, endgültig verschwunden.

Aus diesem Gesamtüberblick der lepontinischen Decken lassen sich zwei Schlußfolgerungen allgemeiner Art ziehen:

Erstlich: Der Dynamometamorphismus existiert nicht. Dieser Name muß aus der Wissenschaft verschwinden. Die dynamischen Vorgänge deformieren die Gesteine, aber sie verwandeln sie nicht. Ich habe das schon vor neun Jahren ausgesprochen, aber damals konnte noch ein Zweifel darüber bestehen. Heute ist der Zweifel nicht mehr erlaubt. Auch in den am meisten zerdrückten und zerfetzten Decken sind die Gesteine, die nicht schon vorher metamorphosiert waren, es auch in der Decke nicht geworden; sie sind sämtlich erkennbar geblieben. Die

Decken mit metamorphen Gesteinen stammen aus Gegenden, wo schon vor der Faltung der Regionalmetamorphismus sein Werk getan hatte. Einzelne chemische Vorgänge, wie Sericitbildung, Kristallisation des Quarz, werden zweifellos durch den Druck erleichtert. Aber sie erreichen von fern nicht die Wirkung des richtigen Metamorphismus, der eine vollständige Umwandlung einer Gesteinsart in eine andere, bestimmbare und bestimmte Art ist.

Das zweite Ergebnis ist, daß in den Deckengebieten die geologische Rolle der Mylonite noch viel wichtiger ist, als man bisher angenommen hat. Es sind kaum 5 oder 6 Jahre her, daß man Mylonite in den Alpen gefunden hat. W. v. SEIDLITZ hat zuerst die Aufmerksamkeit auf ihre Häufigkeit und die Regelmäßigkeit, mit der sie sich am Grunde einzelner Decken finden, gelenkt. Jetzt findet man sie überall, und man ist nicht mehr nur an den Myloniten von Gesteinen, sondern an den Myloniten von Decken angelangt, d. h. an der Mischung von Trümmern verschiedener Decken in Mächtigkeit von Hunderten von Metern.

Die Exkursion hat uns weder an die alpin-dinarische Grenze, noch bis in die Wurzelzone der Decken geführt. In dieser Zone und an dieser Grenze ist noch sehr viel zu tun. Von allen Fragen der Alpentektonik ist die der Beziehungen der Alpen zu den Dinariden, die Frage, ob die Dinariden wirklich als traineau écraseur über die Alpen hinübergegangen sind, wie ich seit neun Jahren behaupte, die brennendste und aufregendste. Ich richte vertrauensvoll an meine jungen österreichischen Fachgenossen die Bitte, diesem großen Problem ihre besten Kräfte zu widmen.

Bücher- und Zeitschriftenschau.

Vom Grenzgebiet zwischen Alpen und Apennin.

Glanzschiefer und Apenninschiefer, das kristalline Massiv von Savona, das Tertiär der italienischen Meeralpen. Nach den älteren Karten hörten die Glanzschiefer der Westalpen an einem N.-S. streichenden Zuge von Triasgesteinen auf, die von Sestri Ponente nach Voltaggio ziehen, und östlich von denen die monotonen Schiefer des Apennin beginnen. STEINMANN erklärte 1907 die letzteren für die Fortsetzung der Glanzschiefer. In der Tat ist der ganze Gesteinscharakter, der Fossilmangel, die Vergesellschaftung mit den ophiolithischen Eruptivgesteinen bei beiden gleich. Nur sind die Apenninschiefer im Gegensatz zu denen des Piemont nicht metamorph. P. TERMIER und J. BOUSSAC (»Sur l'existence, dans l'Apennin ligure au nordouest de Gênes, d'un passage latéral de la série cristallophyllienne dite »des schistes lustrés« à la série sédimentaire ophiolitique de l'Apennin«, C. R. Acad. des Sc. Paris. Bd. 152, S. 1361 ff.) haben nun die Grenzzone genauer untersucht. Die Triasvorkommnisse jener Gegend sind Aufragungen einer Antiklinale mit wechselndem axialen Gefälle. Auf der Trias liegen stets konkordant entweder Glanz- oder Apenninschiefer, manchmal auch die grünen Eruptiva (Gabbro, Serpentin). Beide Schieferarten stoßen nun keineswegs, wie man nach den älteren Karten annehmen mußte, unvermittelt und mit scharfer Grenze aneinander, sondern der Metamorphismus, die Kristallinität, nimmt von Osten nach Westen allmählich zu, und es ist eine Übergangszone von 2—3 km Breite ausgebildet. Bei den Ophiolithen beider Regionen machen sich keine Unterschiede bemerkbar, nur daß statt der Diabase des Apennin in der Glanzschieferzone die Grünschiefer erscheinen.

Die geologische Grenze zwischen Alpen und Apennin liegt also nicht bei Sestri Ponente. Sie liegt vielmehr weiter westlich in der Gegend von Savona. Hier findet sich ein kleines kristallines »Massiv«, wie es meist genannt ist. Nach P. TERMIER und J. BOUSSAC (»Sur les mylonites de la région de Savone«, C. R. Acad. des Sc. Paris. Bd. 152, S. 1550 ff.) besteht aber dies »ligurische Massiv« fast ganz aus Myloniten, d. h. aus Gesteinen, die infolge tektonischer Bewegungen mehr oder weniger zertrümmert, zerquetscht und zermahlen sind. Kaum irgendwo anders in Europa kann man die Mylonitisierung von Gesteinen so schön studieren, wie in diesem Gebiet. Besonders sind die Granite und die Amphibolite verändert, weniger die Gneise.

Auf dies »Massiv« legen sich nach dem Apennin zu Perm, Trias und Glanzschiefer, die manchmal stark verquetscht sind. Aber zwischen dem »Massiv« und diesen Gesteinen liegt eine annähernd horizontale Bewegungsfläche, und eine ebensolche trennt es von den darunter liegenden Alpen, die mit metamorphem Permcarbon beginnen. Dessen Gesteine tauchen unter das »Massiv«, wie ein Fenster bei Santuario im Tale des Letimbro beweist.

Das »ligurische« Massiv erweist sich somit als ein exotischer Keil, der zwischen Alpen und Apennin hineingetrieben ist. Überall berühren sich am »Massiv« mylonitisierte Gesteine. Das »Massiv« nimmt gegen O. und S. an Mächtigkeit zu, während es im Letimbrotal nur etwa 200 m mächtig ist. In den Westalpen

sind die Glanzschiefer nach Westen über die Zone des Briançonnais, im Apennin nach Osten über die Dinariden geschoben. In Ligurien aber ist die Verfrachtung gleich Null. Hier liegt gewissermaßen der tote Punkt für die Bewegung. Das »ligurische Massiv«, die Mylonitscholle von Savona, ist dinarisch; es liegt über den Alpen und unter dem Apennin.

Wie nahe die alpinen, nach SW. gerichteten Überschiebungen an die Grenze Alpen—Apennin heranreichen, geht aus J. Boussacs Untersuchungen (»Les grands phénomènes de recouvrement dans les Alpes maritimes italiennes et la fenêtre de Castelvecchio«. — C. R. Acad. des Sc. Paris. Dec. 1910) über die tektonische Stellung des großen Tertiärgebietes der italienischen Meeralpen hervor, das sich südöstlich des Mercantourmassivs ausdehnt. Im Osten der Mercantourmasse nur in Form schmaler, eingeklemmter Schollen vorhanden, breitet sich das Alttertiär gegen SW. weit vor und reicht an der Küste von Ventimiglia bis Albenga. Das ganze Auftreten erinnert sehr an das des Alttertiärs in der Ubaye und im Embrunais, und in der Tat handelt es sich auch um eine Schubmasse. Diese besteht vorwiegend aus Flysch. Sie ruht auf autochthonem Eocän, wobei oft mesozoische Schollen die Überschiebung begleiten. Die Zone des Briançonnais ist wiederum auf die Flyschzone übergeschoben. Am schönsten wird das durch die Existenz eines Fensters im Tal der Neva bei Castelvecchio bewiesen. Hier liegen an der Basis verquetschte Perm- und Triasgesteine, die unter Flysch tauchen, der über sie hingeschoben ist. Auf dem Flysch liegen dann Perm und Trias der Briançonnaisfacies.

Die hier geschilderten Verhältnisse können z. T. auf der geologischen Karte der Westalpen 1 : 400 000 der italienischen geologischen Landesanstalt verfolgt werden. Sehr schön geht die neue Auffassung aus Argands Strukturkarte der Westalpen hervor, auf der auch die Glanz- und die Apenninschiefer mit der gleichen Farbe angelegt sind. Otto Wilckens.

»**Die Naturwissenschaften**« erscheinen von diesem Jahre an als eine Wochenschrift für die Fortschritte der Naturwissenschaft, der Medizin und Technik, herausgegeben von Dr. A. Berliner und Dr. C. Thesing (Verl. J. Springer, Berlin, ℳ 24.—). Die Zeitschrift bildet die Fortsetzung der bisherigen Naturwissenschaftlichen Rundschau; sie soll für die Wissenschaft in Deutschland eine ähnliche Bedeutung besitzen, wie die »Nature« für England und die »Science« für Nordamerika. Um diese führende Rolle der neuen Zeitschrift zu erreichen, ist die Mitarbeit hervorragender Gelehrter notwendig. Der Inhalt der beiden ersten Nummern deutet darauf hin, daß diese Hoffnung verwirklicht werden kann. St.

G. Gerlands **Beiträge zur Geophysik,** Bd. XII, Heft 1, 1912 enthält mehrere Arbeiten, die das Erdbeben in Süddeutschland vom 16. Nov. 1911 behandeln: A. Schmidt, Zur Herdtiefe des süddeutschen Erdbebens; R. Lais und A. Sieberg, Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. Nov. 1911 und seine Beziehungen zum geologischen Aufbau Süddeutschlands. Ferner R. Lais, Die Erdbeben des Kaiserstuhls, und Th. Arldt, Parallelismus der Leitlinien Deutschlands. St.

H. v. Höfer: **Das Erdöl und seine Verwandten.** Neues Handb. d. Chem. Technologie IV. Bd. III. Aufl. Braunschweig, Fr. Vieweg u. Sohn. 1912. ℳ 12.—. Schon nach 5 Jahren ist eine neue Auflage dieses Buches nötig geworden, was sich leicht begreift bei einem Werke, das alles Wissenswerte über den Gegenstand enthält, seine Geschichte, die chemische und physikalische Beschaffenheit, das Vorkommen, den Ursprung und die Auffindung. Bezüglich der Geologie des Erdöls verweisen wir auf die Besprechung, die das größere und umfangreichere Werk von Engler und Höfer: »Das Erdöl usw.,« in Bd. I, 24 dieser Zeitschrift erfahren hat. Wie aus der Vorrede hervorgeht, ist auch eine neue Auflage dieses Werkes in Vorbereitung begriffen. St.

Der **Ätnaausbruch vom Jahre 1910** hat eine ausführliche Darstellung in einer gemeinsamen Veröffentlichung des geologischen Instituts der Universität und des Geodynamischen Observatoriums in Catania erfahren. (L'Eruzione etnea del 1910 von P. Vinassa de Regny und Gen. Catania 1912 — Atti dell' Accad. Gioenia ser. V, vol. 4). In dem reich und schön illustrierten Werke sind behandelt: die Geschichte des Ätna von 1893—1910 (Arcidiacono e Taffara), die seismologischen Erscheinungen des Ausbruchs (Arcidiacono), der Zentralkrater des Ätna von 1892 bis 1910 (Riccò), die Schilderung der Ausbrüche (Riccò, Vinassa, Taffara, de Fiore) die geologischen und morphologischen Beobachtungen (Vinassa), die Radioaktivität der Produkte (Piatti) und die petrographische Beschaffenheit der Laven von 1910 (Stella, Starrabba). 11 Tafeln und 34 Textfiguren veranschaulichen die einzelnen Vorgänge des Ausbruchs; sie sind z. T. sehr lehrreich. St.

Geologie von Marocco. Louis Gentil, der beste Kenner des Nordwesten Afrikas, hat in der Nouvelle Collection scientifique (bei Felix Alcan, Paris 1912) ein Buch von 319 Seiten herausgegeben, »Le Maroc Physique«, das einen sehr willkommenen Überblick über die physische Beschaffenheit des Landes liefert. Etwa zwei Drittel sind der Geologie und Orographie gewidmet; darin wird in gefälliger, leicht verständlicher Form ein Überblick über das ganze Gebirgssystem des nördlichen Afrikas gegeben. Das Buch kann sowohl dem Geologen wie dem Geographen als eine zuverlässige Quelle empfohlen werden, die ihn über alles Wichtige orientiert. Das letzte Drittel des Buches handelt von der Entwicklung des Reliefs und von Klima, Vegetation und Boden. Allgemeineres Interesse erweckt die Erörterung der Atlantisfrage, die neuerdings von verschiedenen Seiten behandelt worden ist. Nach Gentil tauchen die Falten des Atlas an der Westküste Afrikas unter, um auf den Canaren wieder zu erscheinen; diese Auffassung ist durch Auffindung von cenomaner Kreide auf Las Palmas und auf Hierro bestätigt worden. Für ihn bilden die Canaren also das Verbindungsstück zwischen den Ketten des Atlas und den Antillen. Die Frage aber, zu welcher Zeit die Brücken zwischen den drei noch vorhandenen Stücken versunken sind, läßt sich nur dahin präzisieren, daß das Verbindungsstück zwischen Afrika und den Canaren zur Quartärzeit verschwunden ist. Genau würde sich der Zeitpunkt nur durch sorgfältiges Vergleichsstudium der gehobenen Küstenlinien in beiden Gebieten feststellen lassen. Man hat zwar versucht, auf Grund tier- und pflanzengeographischer Daten die Frage zu beantworten, aber die Ergebnisse der Botaniker und Zoologen gehen darüber so weit auseinander, daß von dieser Seite her eine präzise Lösung kaum zu erwarten steht. St.

Andrée, K. **Über ein blaues Steinsalz.** Zeitschrift »Kali«, VI. 1912, p. 497—501. 1 farb. Tafel nach Lumière-Aufnahme.

Blaugefärbtes Steinsalz hat nicht nur wegen seines charakteristischen Auftretens in gangförmigen Vorkommnissen, die der primären Salzfolge fehlen, geologisches Interesse, sondern auch aus dem Grunde, weil die Anschauung noch nicht widerlegt ist, daß die Blaufärbung, deren substantielle Ursache mit Sicherheit noch nicht feststeht, auf Radiumemanationen zurückgeht, deren Auftreten in den Salzlagerstätten durch Precht erwiesen worden ist, für dessen Anschauung auch die Feststellung Valentiners spricht, daß blaues Steinsalz 5—6mal mehr Helium enthält als gewöhnliches Salz. Da die Färbung des Salzes gelegentlich kristallographisch orientiert nach dem Hexaeder, der Spaltfläche des Steinsalzes (makroskopisch), und nach dem Rhombendodekaeder, der Translationsfläche des Steinsalzes (mikroskopisch), auftritt, und die Eigenschaften dieser Kristallflächen für das Verhalten des Salzes gegenüber dem Gebirgsdruck bedeutungsvoll sind, lag die Möglichkeit vor, daß die Färbung des Salzes, beziehungsweise (wenn Siedentopffs und Cornus Annahme

richtig ist) die Einwirkung der Radiumemanation nach Ausübung eines Gebirgsdruckes erfolgt sei. Für diese Annahme spricht die Untersuchung eines Stückes Blausalz von Schacht III der herzoglichen Salzwerksdirektion zu Leopoldshall. Das Ergebnis derselben ist folgendes: Die Orientierung der Blaufärbung des Steinsalzes nach dem Rhombendodekaeder, die »Mikrostruktur« Fockes und Cornus, tritt in dem vorliegenden Falle makroskopisch deutlich auf. Sie zeigt eine auffallende Unterbrechung nach einer senkrecht verlaufenden Rhombendodekaederfläche und ist an eine mechanische Inanspruchnahme des Minerals gebunden, welche keine reine Translation ist, sondern nach einer polysynthetischen Zwillingsbildung nach einem von der Rhombendodekaederfläche nur wenig abweichenden Pyramidenoktaeder (sog. »Braunssches Gesetz«) hin tendiert. Diese mechanische Inanspruchnahme erklärt gleichzeitig zur Genüge eine deutliche Doppelbrechung, welche demnach Spannungsdoppelbrechung und nicht durch die Färbung bedingt ist. Die Färbung ist erst nachträglich, während oder nach der mechanischen Inanspruchnahme erfolgt. K. A.

Über die Existenz zweier Phasen der jungpaläozoischen Faltung in den Westalpen haben wir auf Grund einer Escherschen Arbeit auf S. 52—53 des III. Bandes berichtet. Zum gleichen Thema hat auch M. Lugeon das Wort genommen (»Sur l'existence de deux phases de plissement paléozoiques dans les Alpes occidentales« und »Sur quelques conséquences de l'hypothèse d'un dualisme des plissements paléozoiques dans les Alpes occidentales«. Beides in C. R. Acad. des Sc. Paris. Bd. 153). Im Massiv der Aiguilles rouges, der Belledonne und am Nordrand des Aarmassivs (Tödi) liegt das Stéphanien diskordant auf den kristallinen Schiefern, im Mt. Blancmassiv dagegen und ebenso in der axialen Region des Aarmassivs (d. h. in seiner Protoginzone südlich der Jungfrausynklinale und deren Verlängerung nach Osten) konkordant. Demnach sind diese Zone und das Mt. Blancmassiv jünger als die anderen genannten Massive und die Zone des Gasterengranits und der Erstfelder Gneise. Vor dem Stéphanien nicht gefaltet, waren sie es vor Beginn der Trias. Ihre Faltung ist also permisch. Lugeon nennt die prästephanische (intracarbonische) Faltung die segalaunische (nach einem alten Volksstamm am Zusammenfluß von Rhône und Isère), die permische die allobrogische Phase der jungpaläozoischen Faltung. Beide verhalten sich zueinander etwa wie die pyrenäische und die alpine. Durch die tertiäre Alpenfaltung scheint allein das allobrogische Gebirge beeinflußt zu sein. Es hat die helvetischen Decken entsandt, und an der Dt. de Morcles findet sich, wie Lugeon jüngst mitgeteilt hat, eine verquetschte Schuppe mit kristallinen Gesteinen, die nur vom Mt. Blancmassiv stammen können (»Sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences« C. R. Ac. des Sc. Bd. 155. S. 623 bis 624. 1912). Otto Wilckens.

Von H. Credners **Elementen der Geologie** liegt eine neue (die 11.) Auflage vor. W. Engelmann 1912. Sie wurde schon lange vermißt, da die letzte (10.) nur ein Abdruck der vorletzten aus dem Jahre 1902 war. Der Verfasser hat sich bemüht, in dem knappen Rahmen, den die Elemente immer bewahrt haben, den Fortschritten der Wissenschaft gerecht zu werden und so dem Buche seinen Charakter als eines gedrängten Kompendiums der gesamten Geologie mit Einschluß der Gesteinslehre zu sichern. Das ist ihm auch im Wesentlichen gelungen. Doch würde vielleicht mancher den Abschnitt über Gesteinslehre mehr gekürzt und verändert und den über Gebirgsbildung u. a. mehr erweitert und vertieft gesehen haben. Auch könnten bei einer späteren Auflage manche bildliche Darstellungen noch verbessert und ihre Zahl etwas erweitert werden. St.

E. Jacobitti. **Mobilità dell' Asse terrestre.** Studio geologico. Turin. 1912. (Società Tipografico-Editrice Nazionale. 3 Lire. (131 S; 11 Tafeln.)

»Die Erde ist inneren (»endomagnetischen«) Kräften unterworfen, die von ihrer Masse (Substanz, Oberfläche usw.) abhängen, und äußeren (»exomagnetischen«), die von dem ganzen übrigen System (sc. d. Himmelskörper) abhängen, in welchem und mit welchem sie sich bewegt« . . . »Da sich alle endomagnetischen Kräfte der Erde bei jeder Wandlung ihrer inneren Struktur und Oberfläche mit ändern, in welcher Reihenfolge sich auch immer jene Wandlungen vollziehen, so verursachen sie eine Wanderung der magnetischen Pole. Und diese Wanderung« . . . »bedingt eine Wanderung der Erdachse.« Da die letztere wieder die Lage der magnetischen Pole beeinflußt und ändert und deren Änderung wieder die der geographischen Pole, so vollzieht sich deren Wanderung »ohne Unterbrechung, mit äußerster Langsamkeit und Ruhe, aber ewig«. Das ist in den wesentlichen Punkten die Theorie des geistvollen Verfassers, der man gewisse Vorzüge nicht bestreiten wird. Leider ist nun in dem Buche auch der Versuch gemacht worden, mit Hilfe der verschiedenartigsten geologischen und paläontologischen Daten ganz genau die Wanderungen der Erdpole vom Cambrium bis zur Gegenwart zu verfolgen und auf den beigegebenen Tafeln einzuzeichnen. Dabei erkennt man auf Schritt und Tritt die ganz unzulängliche Literaturkenntnis des Verfassers. Vielleicht hätte ein Eduard Suess es unternehmen können, das Beobachtungsmaterial unserer Wissenschaft zu einem solchen Zwecke zu verwerten. Aber gerade wer mehr von der Literatur kennt als der Verf., weiß, wie ganz unmöglich es ist, sie in absehbarer Zeit dazu zu benutzen. Dabei äußert sich der Verf. an manchen Stellen in einer Weise, die zeigt, daß er sich mit der Geologie offenbar erst seit kurzer Zeit und nur dilettantisch beschäftigt. Man vergleiche S. 63: »Es ist wahrscheinlich, daß die (mündliche) Überlieferung der Sintflut aus der Carbonperiode (sic) stammt. S. 53 wird behauptet, daß in den ersten paläozoischen Formationen kontinentale Ablagerungen und Fossilien fehlen. S. 44 sollen die Silurkorallen eine leichte Wärmezunahme seit dem Cambrium beweisen. Cuvier wird stets »Couvier« geschrieben usf. Es wäre wünschenswert, daß der entschieden begabte Verfasser vor der angekündigten Herausgabe einer Fortsetzung der Arbeit erst gründlichere Studien macht. Sal.

Geologische Zeittafel, herausgegeben von A. Lenz. Druck und Verlag von A. Moch in Schwetzingen.

Die mit sehr großen Typen gedruckte und daher auf große Entfernungen noch lesbare Tafel ist 1,32 m lang und 0,46 m breit. Auf starken Karton aufgezogen und mit Aufhängevorrichtung versehen, kostet sie 3 ℳ. Handblätter, 0,23 × 0,15 m, zum Verteilen im Unterricht kosten 5 ₰. Die Einteilung unterscheidet 5 Zeitalter, bei Trias und Jura sind nur die drei Hauptabteilungen, bei Kreide und Tertiär fünf Abteilungen unterschieden.

Sal.

Voreambrische Fossilien. In der Nähe von Port Arthur, in der N.-Ecke des Oberen Sees hat Lawson in Kalksteinen der sog. Steeprock Series Fossilien entdeckt. Diese Schichten sind jünger als Keewatin aber älter als die Seine-Series, die durch einen beträchtlichen zeitlichen Hiatus vom Algonk getrennt ist. Demnach hätten wir es mit sehr alten Schichten zu tun. Die Fossilien gehören nach Walcott, der sie als *Atikokonia* beschreibt (Memoir Nr. 28 Geol. Survey, Dep. of Mines, Canada, 1912), in die Verwandtschaft der Archäocyathinen oder stehen vielleicht den Schwämmen selbst noch näher. St.

Markscheidekunde von Dr. L. Mintrop. Julius Springer. Berlin 1912. 216 S. 191 Taf. 5 lit. Taf. — Geb. ℳ 6.—.

Ein knapp und präzis geschriebenes Lehrbuch mit vorzüglichen und reichen Illustrationen. Es kann allen Interessenten angelegentlich empfohlen werden.

Im gleichen Verlage ist die 2. Auflage der **Zahlentafeln der Saigerteufen und Sohlen** von demselben Verf. erschienen (ℳ 1.—).

Preisausschreiben.

Herr M. von Horstig (Wiesbaden) hat der Rheinischen Gesellschaft für wissenschaftliche Forschung die Summe von 2000 ℳ zur Verfügung gestellt, die zu Preisen für die besten Lösungen von folgenden drei Aufgaben verwendet werden soll:

1) Es sind die Materialien zusammenzustellen für die Erörterung der Frage nach den Landverbindungen, die zur Tertiär- und Quartärzeit im atlantischen Ozean und im Mittelmeer für die Wanderungen der Primaten bestanden haben. Preis **600** ℳ.

2) Es sind die Tatsachen zusammenzustellen und zu erörtern, die auf einen zeitlichen oder ursächlichen Zusammenhang zwischen der Umbildung der Tierwelt (und des Menschen) und den klimatischen Änderungen während der jüngsten Tertiärzeit und der Diluvialzeit hindeuten. Preis **600** ℳ.

3) Welche anatomischen, physiologischen und geologischen Anhaltspunkte sind vorhanden zur Erklärung des aufrechten Ganges beim Menschen? Preis **800** ℳ.

Die Arbeiten sind in deutscher Sprache abzufassen, in Maschinenschrift zu schreiben und bis zum 1. April 1914 mit Motto versehen an den Vorsitzenden der Rheinischen Gesellschaft für wissenschaftliche Forschung in Bonn, Nuß-Allee 2, einzusenden.

Das Preisgericht besteht aus den Herren Prof. Bonnet, Steinmann und Verworn in Bonn.

Institute usw.

Vulkanologisches Institut in Neapel.

Da die Sammlungen für ein Internationales Vulkanologisches Institut nicht die notwendige Höhe erreicht haben, hat sich Herr Immanuel Friedländer in Neapel entschlossen, zunächst aus eigenen Mitteln ein kleines vulkanologisches Privatinstitut zu schaffen. (Adresse: Napoli, Vomero, Villa Hertha.)

Gleichzeitig sind übrigens auch von der Italienischen Regierung größere Mittel zur Reorganisierung des Observatoriums am Vesuv selbst zur Verfügung gestellt worden, so daß sich jetzt dort unter der Leitung des neuen Direktors, Prof. Mercalli, ein reges wissenschaftliches Leben entfalten dürfte.

Die Professur für Geologie und Mineralogie an der Landwirtschaftlichen Hochschule ist in eine solche für Pflanzenbau umgewandelt. Besoldete, im Nebenamte wahrzunehmende Lehraufträge für Geologie und Mineralogie haben die Kgl. Bezirksgeologen Dr. Schucht und Dr. Fliegel in Berlin erhalten.

Die bisherige Professur für Geologie, Mineralogie und Chemie an der Forstakademie in Eberswalde ist (wie vor einigen Jahren die entsprechende an der Forstakademie in Hannoversch-Münden) in eine solche für Chemie umgewandelt worden. Ein besoldeter, nebenamtlich wahrzunehmender Lehrauftrag für Geologie und Mineralogie ist dem Kgl. Landesgeologen Dr. P. G. Krause in Berlin erteilt worden.

Versammlungen.

Die Frühjahrsversammlung des **oberrheinischen geologischen Vereins** findet in Frankfurt a. M. vom 25.—29. März statt. Exkursionen werden ausgeführt in das Tertiär des Mainzer Beckens, das Diluvium des Main- und Rheintals, sowie des Taunusvorlandes und in das Devon des Taunus, unter Führung der Herren DREVERMANN, FISCHER, KLEMM, LEPPLA, SCHLOSSMACHER, SCHNEIDERHÖHN und WENZ.

Das ausführliche Programm versendet der Schriftführer, Herr Prof. SALOMON, Heidelberg.

Die Frühjahrsversammlung des **niederrheinischen geologischen Vereins** findet in der Zeit vom 29. März bis 2. April in Gießen statt.

Die Versammlung mit den zugehörigen Exkursionen soll in erster Linie einen Überblick über den Aufbau des Untergrundes des Vogelsberges geben. Die Führung bei den Exkursionen haben die Herren KAISER und MEYER in Gießen, Herr SCHOTTLER in Darmstadt und Herr BLANCKENHORN in Marburg übernommen.

Wegen des Programms und für weitere Auskunft wende man sich an das mineralogische Institut der Universität Gießen (Ludwigstraße 23).

Geologische Vereinigung.

Hauptversammlung der geologischen Vereinigung

in Frankfurt a. M. am 4. Januar 1913.

Der Vorsitzende, Herr E. KAYSER-Marburg, heißt die zahlreich aus ganz Süd- und Westdeutschland erschienenen Fachgenossen und Freunde der geologischen Wissenschaft willkommen. Aus dem Bericht über das verflossene Jahr sei hervorgehoben, daß die Zahl der Mitglieder sich von 498 auf 560 vermehrt hat, und daß der Kassenbestand der geolog. Vereinigung ein so günstiger ist, daß die geolog. Rundschau an Umfang und Inhalt reich vermehrt werden konnte. Zu Ehren der drei verstorbenen Mitglieder, R. HOERNES-Graz, O. KRÜMMEL-Marburg und F. ZIRKEL-Bonn erheben sich die Anwesenden von den Sitzen. Die satzungsgemäße Neuwahl des Vorstandes ergibt:

Ehrenvorsitzender:	E. SUESS-Wien.
Vorsitzender:	E. KAYSER-Marburg,
Stellvertr. »	E. HOLZAPFEL-Straßburg,
» »	G. A. MOLENGRAAFF-Haag,
» »	P. TERMIER-Paris,
» »	TH. TSCHERNYSCHEW-Petersburg,
Schriftführer:	F. DREVERMANN-Frankfurt,
Stellvertr. Schriftführer:	R. E. LIESEGANG-Frankfurt,
Redakteur:	G. STEINMANN-Bonn,
Mitredakteur:	W. SALOMON-Heidelberg,
»	O. WILCKENS-Jena,
Kassierer:	H. SCHULZE-HEIN-Frankfurt.

Zu Rechnungsprüfern wurden ernannt die Herren E. HELGERS und A. HENZE-Frankfurt; nach der Entlastung wird dem Kassierer für seine sorgsame Tätigkeit der Dank der Versammlung ausgesprochen. Der Redakteur G. STEINMANN bittet um fleißige Mitarbeit, besonders an den Besprechungen. Der Vorsitzende erhält die Ermächtigung, drei Delegierte für den internationalen Kongreß in Canada zu ernennen. Dem Deutschen Ausschuß für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht wird nach ausführlichem Bericht des Vertreters der geolog. Vereinigung, P. WAGNER-Dresden, ein jährlicher Zuschuß von 50 Mark bewilligt.

(Über diesen Punkt der Verhandlungen, der noch ausführlich in der Rundschau besprochen wird, sprachen zur Diskussion die Herren R. LEPSIUS und R. SCHOTTLER-Darmstadt, O. WILCKENS-Jena, G. STEINMANN-Bonn, der Vorsitzende und der Referent. Diesem wird für seine mühevolle Mitarbeit der wärmste Dank der Vereinigung ausgesprochen.)

Vorträge.

Herr O. WILCKENS, Jena, sprach über die regionale Geologie im Hochschulunterricht.

[Diskussion: G. STEINMANN, R. LEPSIUS, der Vortragende.]

Herr WANNER, Bonn, sprach zur Geologie der Molukken.

[Diskussion: G. A. MOLENGRAAFF, O. WILCKENS, WEBER, C. SCHMIDT, J. ELBERT und der Vortragende.]

Herr MOLENGRAAFF bemerkt, daß er mit großem Interesse dem Vortrag des Herrn Dr. J. WANNER zugehört habe, indem er als Leiter einer niederländischen wissenschaftlichen Expedition den anliegenden östlichen Teil der niederländischen Hälfte der Insel Timor geologisch untersucht hat.

Obwohl er mit der Zusammenstellung der von seiner Expedition gewonnenen Resultate noch nicht weit fortgeschritten ist, und er sich sein endgültiges Urteil noch vorbehalten möchte über die Frage, ob nach seiner Meinung in diesem Teile der Insel Timor die Existenz von Deckenbau anzunehmen sei, so möchte er doch schon jetzt darauf hinweisen, daß in dem von ihm untersuchten Gebiete dieser Annahme Schwierigkeiten im Wege stehen, und verschiedene auffallende Erscheinungen in dem Gebirgsbau (z. B. das vielfache Auftreten von isolierten Klippen von Fertu-Kalkstein) auch ohne diese Annahme erklärt werden können. Dem gegenüber steht jedoch die Tatsache, daß auch nach seiner Meinung verschiedene große Züge in der ungemein verwickelten Tektonik der Insel durch die Annahme der von Nordwest nach Südost gerichteten Überschiebungen, bzw. Decken, in befriedigender und relativ einfacher Weise erklärt werden können.

Herr F. HORNSTEIN, Cassel, sprach über basaltisches Eisen vom Bühl bei Cassel, unter Vorlage prachtvoller Stücke.

Herr O. STUTZER, Freiberg, gab einen Überblick über den geologischen Aufbau des südlichen Katanga (Belgisch-Kongo) auf Grund eines Aufenthalts in den Jahren 1911 und 1912; zahlreiche Gesteinsproben waren ausgestellt.

Stratigraphie. Am Aufbau des Landes beteiligen sich Eruptivgesteine und Sedimentgesteine. Die Sedimentgesteine bedecken den weitaus größten Teil des Landes. Trotzdem sind Fossilien im Südosten Katangas bisher nie gefunden. Nach STUDT kann man die Sedimente folgendermaßen einteilen: Jüngstes: Lubilaste-Schichten, Discordanz, Kundelungu-Schichten, Lufira-Schichten, Kambove-Schichten, Wemashi-Schichten, Discordanz, Kafubu-Quarzite.

In den Wemashi-Schichten treten Konglomerate auf, in welchen vom Vortragenden zum ersten Male unzweifelhafte Glacialerscheinungen nachgewiesen wurden. Das Alter dieser Konglomerate ist aus Mangel an Fossilien unbekannt. Nach neueren Untersuchungen scheint es aber älter als Dwyka zu sein.

In den Kambove-Schichten findet man an die dortigen Dolomite die wichtigsten Kupfererzlagerstätten gebunden. Die wichtigsten Kupfererzlagerstätten sind Kupfererzgänge, welche in den Tiefen Sulfide, im Ausgehenden Carbonate und Oxyde des Kupfers führen. Gangart des Kupfererzgänge ist Quarz.

Eruptivgesteine. Die Granite Katangas besitzen zweierlei Alter. Die älteren Granite sind älter als die Wemashi-Konglomerate, welche Bruchstücke dieser Granite als Gerölle führen. Sie sind aber jünger als die Kafubu-Quarzite, welche von den Graniten beeinflußt sind. Die jüngeren Granite sind älter als die Lubilaste-Konglomerate.

Kimberlite finden sich im Kundelunga-Gebirge. Es sind hier mehrere, z. T. diamantführende Pipes bekannt.

Diabase kommen als Lagergänge in den Wemashi-Schichten vor.

Tektonik. Zwei verschieden alte Faltungserscheinungen bedingen die Diskordanz der Sedimente. Faltung und Granitintrusion müssen als gleichzeitige Erscheinungen aufgefaßt werden.

Andere Bewegungen der Erdkruste führten zu einem Absinken großer Gebiete. Nach eigenen Beobachtungen fällt das Absinken zeitig zusammen mit der jüngeren Faltung und der jüngeren Granitintrusion.

Nutzbare Lagerstätten. Vortragender gibt zum Schluß einen Überblick über die nutzbaren Lagerstätten des Landes (Kupfer, Zinn, Diamant, Gold, Salz, Eisen, Mangan).

[Diskussion: W. Salomon, W. Schauf, der Vortragende.]

Herr R. E. Liesegang, Frankfurt, sprach über Diffusionsvorgänge in der Geologie, unter Vorlage zahlreicher Belegstücke.

[Diskussion: G. Steinmann.]

Herr G. Steinmann, Bonn, sprach über die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. (Erscheint in der Rundschau.)

[Diskussion: W. Salomon].

Abends vereinigte ein gemütliches Beisammensein die meisten Mitglieder im Kaufmännischen Vereinshaus. Am Sonntag Vormittag wurde das Senckenbergische Museum, besonders die Neuerwerbungen der paläontologischen Abteilung besichtigt und dann ein Gang durch den Palmengarten unternommen.

Abrechnung für das Jahr 1912.

Einnahmen:		
Mitgliederbeiträge		ℳ 6369.32
Zahlung Renz für Korrekturen		» 10.80
Einnahme aus der Geolog. Alpenexkursion		» 104.—
Zinsen auf Contocorrent		» 193.56
Zahlung der Deutsch. Geolog. Gesellschaft		» 1000.—
Guthaben bei Engelmann		» 35.—
Kassenbestand am 1. Januar 1912		» 79.79
		ℳ 7792.47
Ausgaben:		
Druck der Rundschau		ℳ 6359.50
Druck der Berichte		» 391.75
Druck des Alpenexkursionsführers		» 166.75
Porti usw.		» 499.50
		ℳ 7417.50
In Reserve gestellt:		
63 mal 5 ℳ Eintrittsgeld	ℳ 315.—	
Lebenslänglicher Beitrag von einem Mitglied	» 250.—	ℳ 565.—
Ausgaben im ganzen		ℳ 7982.50
Einnahmen		» 7792.47
Fehlbetrag		ℳ 190.03

Kassenbestand am 1. Januar 1913.

Saldo Contocorrent	ℳ 5107.92
Saldo Sparkasse	» 3985.—
Bar in Kasse	» 76.30
Zahlung der Deutsch. Geolog. Gesellschaft	» 1000.—
Alpenführerüberschuß	» 104.—
Guthaben bei Engelmann	» 35.—
	ℳ 10308.22

Rechnung von W. Engelmann		ℳ 6473.25
		ℳ 3834.97
Reserven von 1911	ℳ 3460.—	
Reserven von 1912	» 565.—	ℳ 4025.—
Kasse am 1. Januar 1913 Fehlbetrag		ℳ 190.03

Sitzungsberichte — Ortsgruppe Frankfurt a. M.

Donnerstag, 1. Juni 1911.

Prof. A. Leppla, Wiesbaden, spricht zur Geologie der Umgegend von Homburg.

Dr. R. Richter spricht über Trilobiten.

Donnerstag, 12. Oktober 1911.

Dr. E. Naumann: Über E. Suess und sein Lebenswerk.

Prof. A. Steuer, Darmstadt, legt sein neues Lehrbuch der praktischen Geologie für Ingenieure vor.

Dr. W. Wenz spricht über die alluvialen Moore von Frankfurt und Umgebung.

Dr. Drevermann legt E. Fraas' Arbeit über einen ganz jungen Ichthyosaurus mit Hautsaum vor und bespricht dessen Bedeutung.

Donnerstag, 2. November 1911.

R. E. Liesegang spricht über Achate und seine Versuche, deren Entstehung zu erklären.

Dr. Drevermann spricht über seine Ausgrabungen in der Höhle von Steinau.

Donnerstag, 7. Dezember 1911.

Prof. F. Richters spricht an Hand eines reichen Belegmaterials über den Feuerstein und seine Verwendung durch den Menschen.

Cand. rer. nat. Becker: Über Hagenbeck und seine Vorläufer in der Rekonstruktion fossiler Tiere.

Dr. E. Neumann: Yokoyamas Arbeit das Klima zur Diluvialzeit in Japan.

Donnerstag, 1. Februar 1912.

Jahresbericht des Schriftführers. Die Mitgliederzahl stieg auf 82, der Vorstand wird durch Akklamation wiedergewählt.

R. E. Liesegang: Über einige Präparate englischer Forscher, mit ähnlichen Ergebnissen wie seine Studie.

Dr. F. Drevermann legt vor und bespricht eingehend die Paläobiologie von O. Abel.

Donnerstag, 7. März 1912.

Die Sitzung fand im Völkermuseum statt, wo E. Franck, der Verwalter der vorgeschichtlichen Abteilung, einen Vortrag über die Grenze von Paläo- und Neoliticum hielt, der durch ein sehr reiches Demonstrationsmaterial erläutert wurde.

Donnerstag, 6. Juni 1912.

Dr. O. Haupt, Darmstadt, spricht über den Propaläotheriumfund in der Messeler Braunkohle und seine Bedeutung. (Siehe S. 61.)

Hauptmann von Orel, Wien, spricht über das stereoautographische Verfahren, ein neues Mittel zur automatischen Herstellung genauer Schichtenlinienkarten und Pläne. (Siehe S. 62.)

Donnerstag, 4. Juli 1912.

Dr. F. Drevermann spricht über die Neubaupläne des Senckenbergmuseums.

R. E. Liesegang spricht über Kieselsäure-Goldpräparate, unter Vorlage prachtvoller Versuche.

Sonntag, 6. Oktober 1912.

Besichtigung des Darmstädter Museums unter Führung von Dr. O. Haupt.

Donnerstag, 7. November 1912.

Die Anwesenden erheben sich von den Sitzen während der Mitteilung des Todes des Mitglieds Kommerzienrat Z. Hochschild.

Dr. E. Naumann spricht über den Magnetismus der Mineralien und Gesteine, mit zahlreichen Experimenten.

In der Diskussion legt Dr. Reuber Basalte mit polarem Magnetismus von Gersfeld und aus dem Vogelsberg vor.

Dr. F. Drevermann bespricht eine Reihe neuer Arbeiten von Fischer und Wenz, Stamm, Maas, Soergel und J. Walther.

Donnerstag, 5. Dezember 1912.

Prof. G. Klemm, Darmstadt, spricht über seine Aufnahmen des Blattes Roßdorf.

Dr. F. Drevermann spricht über *Phenacodus*, unter Hinweis auf ein soeben im Senckenberg-Museum aufgestelltes Skelett.

R. E. Liesegang legt gebänderte Feuersteine und Klappersteine vor und bespricht sie kurz; er zeigt weiter Diffusionserscheinungen an Porzellanplatten vor.

Herr Dr. O. Haupt, Darmstadt, machte unter Vorlage der Belegstücke Mitteilung über den *Propalaeotherium*-Fund in der Messeler Braunkohle und über seine Bedeutung für die Altersbestimmung dieser Ablagerung. Nachdem Redner kurz die geologischen Verhältnisse dieses Vorkommens, die sich als ein Grabenbruch im Gebiet des Rotliegenden und kristallinen Grundgebirges darstellen, erläutert hatte, ging er zur Besprechung der bisher gefundenen Tier- und Pflanzenreste über und erklärte, daß die Flora so gut wie nicht bearbeitet sei, sowie alle bisher gefundenen und beschriebenen Tierformen[1]) keinen Anhaltspunkt für eine sichere Altersbestimmung böten. Erst der neue Fund eines alten Vertreters des Pferdestammes — *Propalaeotherium* cf. *Rollinati* Stehlin — ermögliche die Altersbestimmung als mittleres Eocän (Lutétien). Diese Art sei bis jetzt nur in den Bohnerzen der Schweiz bei Egerkingen und in denen Schwabens bei Salmendingen, sowie bei Argenton in Frankreich gefunden worden, komme dagegen in Buchsweiler nicht vor, wo sie durch zwei andere Propalaeotherien vertreten sei. Für ein eocänes Alter der Messeler Braunkohle spreche ferner das Vorkommen von Plesiarctomys sp., sowie ein allerdings fraglicher Fund von *Lophiodon*. Zuletzt hob Redner noch hervor, daß die große Mächtigkeit der aus feinstem Tonschlamm

[1]) Von Wirbeltieren haben sich bisher gefunden:
Lepidosteus Strausi, Kkl. } Ganoidfische,
Amia Kehreri, Andr. }
Lacerta sp. eine Eidechse.
Testudo sp. }
Trionyx messelianus, v. Rein. } Schildkröten
Diplocynodon Ebertsi, Ldwg. } Krokodile
Diplocynodon Darwini, Ldwg. }
Rhynchaeites messelensis, Wttch. ein Sumpfvogel,
Cryptopithecus macrognathus, Wttch. ein Halbaffe.

bestehenden Süßwasserbildung — bis 150 m — sicher eine sehr lange Zeit zu ihrer Ablagerung gebraucht habe und daher sehr wahrscheinlich noch das Obereocän umfasse, ja vielleicht sogar noch ins Unteroligocän hineinreiche, wenn man nicht etwa die neuentdeckten Blätterkohlen über den Messeler bituminösen Schiefertonen hierher rechnen wolle.

Diskussion: Dr. Fr. Drevermann beglückwünschte den Redner zu seiner Entdeckung und betonte, daß es sehr wünschenswert sei, die Flora der Messeler Braunkohle einer baldigen Bearbeitung zu unterziehen, da man bei Annahme des eocänen Alters dieser Ablagerung im Mainzer Becken auf kleinem Raume alle Floren des Tertiärs vom Eocän bis Pliocän vertreten habe und hieraus leicht die allmähliche Wandlung des Klimas feststellen könne.

Prof. A. Steuer, Darmstadt, erklärte, daß die Messeler Braunkohlenformation einst viel größere Ausdehnung besessen habe, wie die kleinen, nicht abbauwürdigen Vorkommen bei Offenthal, Urberach und in der Gemarkung Dieburg bewiesen, und daß ihre jetzige, beschränkte räumliche Ausdehnung durch die nachträgliche Erosion oder Abrasion bewirkt sei. Der Deutung als Eocän stehe er sympathisch gegenüber, weil hierdurch die Messeler Braunkohle als Süßwasserbildung, die immer eine Sonderstellung eingenommen habe, vor die Bildung des eigentlichen Mainzer Beckens als Meer falle, und wohl mit dem Eocänvorkommen von Buchsweiler im Elsaß in Verbindung zu bringen sei.

Das stereoautographische Verfahren — ein neues Mittel zur automatischen Herstellung genauer Schichtenlinienkarten und Pläne.

Von **Eduard R. v. Orel,** K. u. K. Hauptmann.

Die stereoautographische Methode ist durch praktische Weiterentwicklung der Stereophotogrammetrie entstanden, jener »Bildmeßkunst«, welche gestattet, aus einem unter bestimmten Voraussetzungen photographisch gewonnenen, stereoskopischen Bilderpaar, das auf der Platte festgehaltene Objekt, geometrisch richtig verjüngt wiederzugeben.

In neuester Zeit ist man nun mit Hilfe eines besonderen Präzisionsinstrumentes — des Stereoautographen — imstande, solche photostereoskopische Objektansichten unmittelbar und rein automatisch zu einem kartenmäßigen Lage- und Höhenplan in beliebigem Maßstabe zu verarbeiten. Der individuelle Einfluß des aufnehmenden Ingenieurs auf die Wiedergabstreue der Karte wird dadurch eigentlich vollkommen ausgeschaltet, und das Resultat sind absolut richtige Pläne mit genauen Höhenkurven, welch letztere direkt automatisch ermittelt werden; bei allen früheren Methoden mußten die Schichtenlinien zwischen einzelne, gemessene Festpunkte schätzungsweise eingelegt werden.

Obwohl wir nun die größtmöglichste Genauigkeit bei solchen Plänen erreichen können, ist dieses Resultat trotzdem außerordentlich rasch und verhältnismäßig einfach gewonnen. Das automatische Verfahren trägt einen maschinellen Charakter — es ersetzt langwierige Einzelüberlegung und Rechenoperationen durch direkt ausführende Hebelarme.

Dieser Methode dürfte sich in Zukunft das Interesse aller betreffenden Fachkreise zuwenden und gewiß nicht zuletzt auch jenes des Geologen. Eine genaue und vollkommen naturgetreue Karte ist für eine richtige Eintragung geologischer Verhältnisse selbstredend ganz besonders erwünscht. Der jetzige Arbeiter hat, insbesondere im Gebirge, oft unter dem Mangel entsprechend genauer Karten zu

leiden. Das stereoautographische Verfahren wird in dieser Hinsicht gewiß zu einem bedeutenden Fortschritt verhelfen. Die österreichische Landesaufnahme bedient sich in letzter Zeit dieser neuen Methode ganz besonders intensiv, und die Neuaufnahme von Tirol erfolgt ganz auf dieser modernen Grundlage.

Das Verfahren ist überall dort anwendbar, wo die gegebenen örtlichen Verhältnisse es dem künstlichen Auge — der photographischen Camera — gestatten, das wiederzugebende Gelände entsprechend einblicken zu können. In dieser Beziehung ist das Hochgebirge durch seine große Übersichtlichkeit ganz besonders für derartige Arbeiten geeignet, aber auch jedes andere Gelände, insolange die Bodenbedeckung — insbesondere der Wald — nicht allzusehr stört.

Der Forschungsreisende wird es in Zukunft nicht unterlassen, seine Ausrüstung durch eine photogrammetrische Camera zu vervollständigen; diese läßt ihn die Natur vermessungsfähig mit nach Hause nehmen, und an einem scheinbar plastischen Modell des Geländes werden sodann in aller Ruhe die weiteren Ausmessungen vorgenommen, deren Endresultat eine genaue Karte ist.

Diese kurzen Andeutungen sollen nur allgemeine Kunde geben von einem neuen Fortschritt auf dem rastlos vorwärts strebenden Gebiete der Technik, dessen Nutzanwendung sich an die weitesten Kreise wenden dürfte.

Es sei nur noch kurz erwähnt, daß eine besondere Einrichtung es auch gestattet, das im Stereoskop räumlich gesehene Modell auch wieder in seiner tatsächlich plastischen Form automatisch wiederzugeben. Mit der weiteren Verfolgung auch dieser Seite der Sache wäre jedoch ein Thema angeschnitten, dessen Behandlung weit über den Rahmen dieser Notiz gehen würde. Dem Geologen ist es aber gewiß interessant, heute schon zu erfahren, daß man in Zukunft u. a. auch automatisch gewonnene und beliebig verjüngte — naturtreue — Modelle der Bodengestaltung wird erhalten können.

Ortsgruppe Mannheim-Heidelberg.

Die Ortsgruppe hat sich in den zwei Jahren ihres Bestehens erfreulich weiter entwickelt. Es gehören ihr zurzeit 27 stimmberechtigte Mitglieder (zugleich Mitglieder des Zentralvereins) und 130 »außerordentliche Mitglieder« an. Seit dem letzten Bericht, der in der Rundschau (1911, Bd. II, S. 186) gegeben wurde, hatten die Mitglieder Gelegenheit, an folgenden Veranstaltungen teilzunehmen:

Im Jahre 1911:

12. V. Vortrag von Dr. Wurm: Über eine geologische Reise nach Sizilien und den Liparischen Inseln. (Mit Lichtbildern.) Sitzung in Heidelberg.

24. XI. Gemeinsame Veranstaltung der geologischen Vereinigung mit dem Mannheimer Verein für Naturkunde. Vortrag von Prof. W. Salomon: Spitzbergen. Sitzung in Mannheim.

Außerdem wurden 9 Exkursionen ausgeführt.

Im Jahre 1912:

15. I. Vortrag von A. Wurm: Über die diluviale Tierwelt Heidelbergs mit Lichtbildern und Demonstrationen. Sitzung Heidelberg.

23. II. Vortrag von Prof. Salomon: Der geologische Bau des Oberrheingebietes mit Lichtbildern. Sitzung Heidelberg.

30. III. Gemeinsame Veranstaltung der Geologischen Vereinigung und des Vereins für Naturkunde Mannheim: Vortrag von Prof. Salomon: Über Gletschererosion. Sitzung Mannheim.

12. VII. Vortrag von Herrn Lehramtspraktikanten Röhrer: Die Temperatur in den tieferen Schichten der Erdrinde. Sitzung Heidelberg.

23. XI. Vortrag von Prof. Salomon: Die Entwicklung des Vesuves seit 79 n. Chr. Gemeinsame Veranstaltung mit dem Verein für Naturkunde in Mannheim. Sitzung Mannheim.

17. XII. Einladung des Vereins für Naturkunde Mannheim zu einem Lichtbildervortrag von W. Spitz: Die Donauversinkung und die Aachquelle.

Außerdem wurden 11 Exkursionen ausgeführt.

Auskünfte erteilt und Anmeldungen zur Mitgliedschaft nimmt entgegen: Assistent Dr. Wurm, Heidelberg, Geolog. Institut der Universität.

Ortsgruppe München.

Am 7. Februar 1913 wurde die Ortsgruppe München der Geologischen Vereinigung gegründet. Von den 44 Anwesenden erklärten 24 ihren Beitritt als ordentliche, 20 als außerordentliche Mitglieder. Die Vorstandschaft besteht aus

1. Vorsitzender: Prof. Dr. Ernst Freiherr Stromer von Reichenbach,
2. Vorsitzender: Prof. Dr. Maximilian Weber,
1. Schriftführer: Priv.-Doz. Dr. Kurt Leuchs,
2. Schriftführer: K. Geologe Dr. Lothar Reuter,
Kassenwart: K. Geologe Dr. Matthäus Schuster.

Einladung

zur

Versammlung in Marburg a. L. Sonnabend, d. 3. und Sonntag, d. 4. Mai.

3. Mai. 9—12 Uhr vormittags: Führung im Museum des geologischen Universitätsinstitutes.

12—1 Uhr Frühstück im Hotel zum Ritter.

2 Uhr. Exkursion. Ab Marburg-Süd. An Bartshausen 2 Uhr 17 Min. Marsch über den Frauenberg (Kaffeepause), Stempel, Lichteküppel nach Marburg. (Basalt, Tertiär, Buntsandstein, Terrassen.)

7—8 Uhr Abendessen im Hotel zum Ritter.

8¼ Uhr Sitzung im Hörsaal des geologischen Instituts.

4. Mai. Exkursion. 8 Uhr Abmarsch vom geologischen Institut nach der Damm-Mühle und Hermershausen. (Buntsandstein, Zechstein, Silur, Hercynisches Unterdevon, Culm.) Rückkehr gegen 1 Uhr.

(1½ Uhr Mittagessen im Hotel Kaiserhof.)

3 Uhr: Event. Sitzung im Hörsaal des geologischen Instituts oder Besichtigung der Stadt, Schloß, Kirche usw.

Die Teilnehmer werden gebeten, sich für die Exkursionen und Mahlzeiten einige Tage vorher anzumelden bei Herrn Dr. F. Herrmann, Marburg a. L., Geolog.-pal. Institut d. Universität.

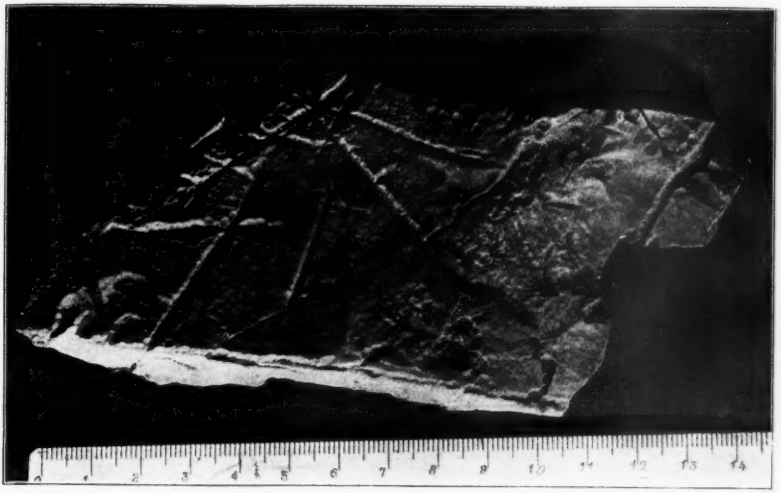


Fig. 1

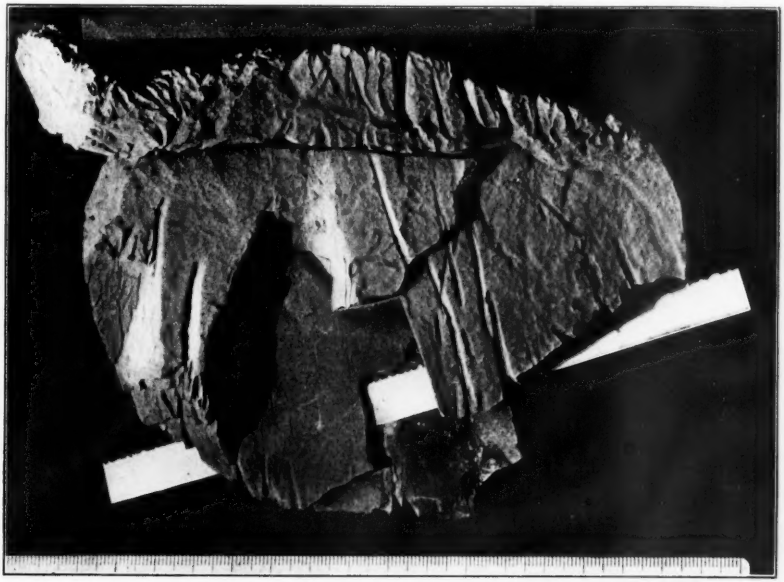


Fig. 2

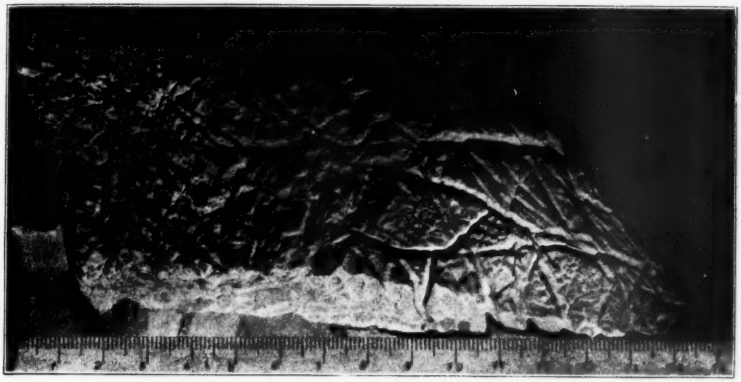


Fig. 3

Fig. 4

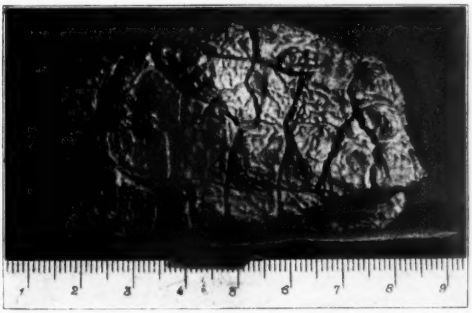


Fig. 5

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Beiträge zur Theorie der heißen Quellen.

Von Dr. **Karl Schneider** (Kaaden a. d. Eger).

(Mit Tafel III-IV und 3 Textfiguren.)

Thermen, Solfataren, Mofetten, Säuerlinge und alle verwandten Phänomene werden als nachvulkanische Erscheinungen bezeichnet. Sicher ist nur, daß es sich bei der Genese aller dieser Dinge um intratellure Vorgänge handelt. Da für eine Reihe von derartigen Vorkommnissen der genetische Prozeß als einfache Auslaugungs- oder chemische Veränderungserscheinung festgelegt ist, so ist von vornherein sicher, daß nur einer bestimmten Kategorie dieser Phänomene die vulkanische Verwandtschaft von Anfang an zugesprochen werden kann. Aber auch bei diesen wird es bis auf weiteres offen bleiben, ob es sich um nachvulkanische oder um selbständige Gebilde handelt. Nur um solche Vorgänge soll es sich in der vorliegenden Untersuchung handeln.

Hält man daran fest, daß es sich bei diesen Erscheinungen um vulkanologische Prozesse handelt, so liegt gleich zu Beginn ein großer Unterschied vor zwischen diesen und den vulkanischen Vorgängen im engeren Sinne des Wortes. Sie unterscheiden sich von den letzteren prinzipiell darin, daß ihnen ein Dauerndes, Gleichmäßiges des Auftretens innewohnt, daß sie einen permanent verharrenden Zustand erkennen lassen.

Ist für die eigentlichen vulkanischen Paroxysmen die Intermittenz das Charakteristische, so ist für diese das Dauernde, Gleichbleibende das Typische, das erst völlig verlischt, wenn es sich ausgelebt hat. Nie ist ein Verlöschen zu beobachten, dem an gleicher Stelle ein Wiederaufleben folgen würde. Wohl liegt eine Reihe von Beobachtungen vor, daß z. B. durch Erdbeben Thermen plötzlich versiegten, um nach kurzem in verstärktem Maße neu aufzuleben (Teplitz 1755, Island). Aber durch solche Ursachen verlöschende Quellen können naturgemäß nicht als ein Sichausleben angesehen werden. Desgleichen kann nicht von einem Ausleben gesprochen werden, wenn durch exogene Vorgänge eine Therme zum Versiegen gebracht wird. Das Versiegen geht auf Ursachen zurück, welche einzig und allein in der Natur des Phänomens begründet sind, wie später gezeigt werden wird.

Es sind in der Erdtiefe vorsichgehende Prozesse. Daher bilden alle diese sog. nachvulkanischen Erscheinungen eine eigene selbständige Phase in der Entwicklung des Vulkanismus, die die pneumatitische bezeichnet wurde[1]). Die Selbständigkeit der pneumatitischen Phase als Erscheinungsform, die Tatsache, daß sie auch zur Erscheinung kommt, wo von eigentlichen vulkanischen Prozessen nichts wahrzunehmen ist, hat sogar dazu geführt, die Meinung auszusprechen, die »dritte Phase vom eigentlichen Vulkanismus« überhaupt abzusondern[2]), eine Anschauung, zu der SPETHMANN auf Grund tektonisch-geologischer Untersuchungen gleichfalls kam[3]). Daß die pneumatitische Phase selbst wieder eine bestimmte Entwicklung durchläuft, und die einzelnen Erscheinungsformen in einem genetischen Zusammenhang stehen, ist eine Frage, welche nicht weiter beantwortet werden soll. In den vorliegenden Untersuchungen sollen nur jene Tatsachen eine genauere Prüfung und Erweiterung bekommen, welche die Thermalquellen betreffen.

Als Thermen werden jene Quellen bezeichnet, deren Temperatur die mittlere Jahrestemperatur der Luft am Austrittspunkte übersteigt. Schon C. W. FUCHS hob hervor, daß der Begriff Therme »je nach dem Orte, wo die Quelle entspringt, ein sehr veränderlicher ist«. »Je näher dem Äquator und dem Meeresspiegel, desto wärmer muß eine Quelle sein, um als Therme gelten zu können, und je näher am Pole, oder je höher über dem Meeresspiegel, desto niedriger kann die Temperatur der Therme sein«[4]). Da ihre Höchsttemperatur unter dem normalen Luftdruck 100° betragen kann, so schwankt demnach die Temperatur der Therme zwischen 1° und 100°[5]). Die Definition der Therme ist demnach so weit, daß nach dieser Erklärung überhaupt nichts erklärt ist. Schon FUCHS hat seinerzeit eine Einschränkung des Begriffs vorgenommen und zwischen absolut und relativ warmen Quellen unterschieden. Da die höchste mittlere Jahrestemperatur auf der Erde bei 30° liegt, so sind nach ihm absolut warm nur jene Quellen zu bezeichnen, welche mindestens 30° betragen[6]). Von den neueren Untersuchungen, sofern man überhaupt auf diese Dinge näher eingeht, hat nur SUPAN die gleiche Grenze angenommen[7]).

---

[1]) KARL SCHNEIDER, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin 1911. S. 48, 134 u. a.

[2]) KARL SCHNEIDER, Zur Geschichte und Theorie des Vulkanismus. Prag 1908, S. 97.

[3]) H. SPETHMANN, Überblick über die Ergebnisse der v. KNEBELschen Islandexpedition i. J. 1907. Gaea 1909. Heft 1.

[4]) C. W. FUCHS, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Leipzig 1865. S. 534.

[5]) Bei Giwarta-Fiäll in Lappland, dessen mittlere Jahrestemperatur −3° beträgt, erreicht eine Therme die Wärmeskala bereits bei +1,2°. Ebenda S.534.

[6]) FUCHS l. c. 535.

[7]) A. SUPAN, Grundzüge d. phys. Erdk. 4. Aufl. Leipzig 1908. S. 486.

Ist man bei dieser Einschränkung dem Thermenbegriff auch etwas näher gerückt, so kann nicht geleugnet werden, daß die Einteilung und Begriffsbestimmung zu sehr von Äußerlichkeiten abhängig ist, so daß sie auch in dieser Einschränkung noch zu weit erscheint. Es wird die Sache der Untersuchung sein, zu zeigen, ob nicht das chemisch-physikalische Verhalten der Thermen selbst eine feste Umgrenzung möglich werden läßt.

Gänzlich haltlos ist der Versuch, die Therme mit bestimmten chemischen Bestandteilen in Verbindung zu bringen und nach diesen wieder die Thermen in SiO_2-, $CaCO_3$-, indifferente- usw. Quellen zu gruppieren. Es braucht auf die Tatsache hingewiesen zu werden, daß zahlreiche oberschächtige Tageswässer (Flüsse) z. B. so kalkreich sind, daß die mitgeführten Bestandteile nach ihrer Ausscheidung Barrieren bilden, über welche das Wasser in der Folge in mächtiger Kaskade springen muß (Kerkafälle in Dalmatien). Der chemische Bestandteil ist für die Therme völlig gleichgültig, da auch kalte Quellen dieselben Bestandteile mit sich führen, und die aufgelösten Substanzen verschiedener Provenienz sein können. Denn nur eine stark bedingte Wahrheit ist der Plinianische Satz: tales sunt aquae, quales terrae, per quas fluunt.

Ehe aber alle die deskriptiven Merkmale, welche die Thermen dem genau Beobachtenden bieten, auch nur einigermaßen genau klargelegt waren, entstanden neue genetische Anschauungen über den Ursprung der heißen Quellen, die in der Praxis zu großen Unzukömmlichkeiten geführt haben[1]), und die in der Praxis auch auf große Schwierigkeiten stießen.

Schon lange war der Zusammenhang heißer Quellen mit eruptiven Gebilden und Erzgängen bekannt. Die (scheinbare) Stetigkeit in den Ergiebigkeitsverhältnissen und Temperaturen einzelner Quellen, die chemische Zusammensetzung der festen Bestandteile, charakteristische physikalische Erscheinungen haben Suess d. Ä. zur Aufstellung seiner Theorie von juvenilen und vadosen Quellen geführt. Geiser oder Siedequellen werden Sprudelquellen gegenübergestellt[2]). Nach ihm gibt es Quellen, deren Wasser und Salze juvenil sind, d. h. die zum ersten Male an die Erdoberfläche treten und aus unzugänglichen Tiefen stammen, die neugeboren aus dem Erdtiefen treten, die Hydrosphäre vermehren, die Geosphäre mit neuen Mineralstoffen bereichern. »Suess hat nur kurz den Weg angebahnt, jüngeren Forschern die weitere Ausbauung der neuen und im Prinzip doch so alten Lehre überlassend[3])«. Im Anschluß an Suess d. Ä. hat Lepsius die Quellen

[1]) R. Delkeskamp, Die Entstehung der Mineralquellen. Ztschr. f. d. gesamte Kohlensäureindustrie. 1908. Nr. 14.

[2]) E. Suess, Über heiße Quellen. Verh. d. Gesell. d. Naturf. u. Ärzte. 1902. Leipzig 1903. S. 133—150.

[3]) R. Delkeskamp, Juvenile und vadose Quellen. Balneologische Zeitung Jahrg. 1905.

in »flache« und »tiefe« unterschieden, ohne daß man aber damit dem Problem näher gerückt wäre[1]). Im Gegensatze zu Suess hält jedoch Lepsius für beide Gruppen, Tief- und Flachquellen, den Regen als die wasserspendende Ursache.

Eine wesentliche Änderung der Anschauung muß in dem Zeitpunkt eintreten, wo durch zahlreiche Beobachtungen und Versuche gezeigt wird, daß die Magmen, die bei vulkanischen Prozessen zutage gefördert werden, überhaupt frei vom Wassergehalt sind, daß dieser »von den meisten Geologen im Laufe der letzten Jahre mit Unrecht sehr überschätzt wurde«. Stutzer hat darauf hingewiesen, daß »Hypothesen, welche von der Voraussetzung eines hohen Wassergehaltes der Magmen ausgingen, ... unbedingt nachzuprüfen« sind[2]).

Diese tiefgreifenden Untersuchungen, welche für die Theorie des Vulkanismus überhaupt und insbesondere für die Theorie der Thermen von großer Bedeutung sind, gehen auf A. Gautier[3]) zurück und haben insbesondere durch A. Brun[4]) weitere Fundierung und Ausgestaltung bekommen. Dieser zeigte, daß bei 56 Gasausscheidungen von Laven aus allen Gegenden der Erde diese unabhängig sind vom Magma, der geographischen Lage des Vulkans und der Zeit des Ausbruches. Die Ausströmung enthält immer Chlor, frei oder gebunden in Chlorwasserstoff oder in Chloriden von Ammonium, Natrium, Kalium, Eisen usw., Kohlenstoff in Kohlenwasserstoff, Kohlendioxyd oder -monoxyd, Schwefel in Schwefelwasserstoff, in Schwefeldioxyd oder Schwefelsäure. Oftmals kommen auch Fluoride vor, niemals Wasserdampf, während solcher oft aus dem toten Magma entweicht, aber bei einer weit unter dem Explosionspunkt liegenden Temperatur. Von Bedeutung für das vorliegende Problem sind Bruns Untersuchungen an den Fumarolen.

Die Fumarolen am Vesuv, Stromboli, Ätna waren trocken. Die Solfatara des Pic de Teyde auf Teneriffa stößt nur Wasser aus, das ihr durch Regengüsse zugeführt wurde. Ähnliches zeigten andere Gebiete der kanarischen Inseln desgl. auch Java. Die Gasausströmungen auf Hawaii sind frei von Wasser. Wässerige Fumarolen sind nur eine nebensächliche Erscheinung, die von der Menge der Niederschläge abhängt, die der Vulkan absorbiert. Am zahlreichsten treten sie in dem Gürtel mit einer Temperatur von 110—120° auf, um bei 270° völlig zu verschwinden. Dies spricht ganz besonders dafür, daß das Wasser von außen hinzugetreten ist und nie die Geoisotherme von

[1]) Notizblatt Darmstadt 1908 Heft 29. S. 4 u. 10.

[2]) O. Stutzer, Juvenile Quellen. Internationaler Geologenkongreß Düsseldorf 1910. Abt. IV. Vortrag 21.

[3]) A. Gautier, Intervention réelle de l'eau dans les phénomènes éruptifs. Arch. d. Sciences phys. et nat. Genf. 1907. S. 63.

[4]) A. Brun, Recherches sur l'exhalaison volcanique. Genf. 1911. — Naturw. Rsch. 1912. S. 96—98.

300° überschritten hat. »Wenn beim Erlöschen eines Vulkanes die Geoisothermen absinken, werden immer tiefere Schichten vom Wasser durchtränkt, und dieses kann nunmehr auch Anteil nehmen an den Aushauchungen des Vulkanes, während das erkaltende Magma immer weniger von seinen charakteristischen Gasen ausstößt, ohne daß aber diese Gasausströmung gänzlich aufhört«.

Haben somit diese Untersuchungen den Anstoß gegeben, die Theorie der juvenilen Quellen neuerdings einer genauen Kritik zu unterziehen, so kann man mit ihnen nicht arbeiten, sobald man eine Klassifizierung der verschiedenen Thermen durchführen will[1]). Sie haben uns gezeigt, daß die auf genetischer Grundlage aufgebaute Einteilung auch hier wieder einmal gründlich auf Irrwege geführt hat.

Erst wenn die deskriptiven Grundlagen gegeben sind, kann man an die genetische Gliederung gehen, wenn eine solche sich als notwendig erweisen wird[2]). Da die Thermalquellen ihre Bezeichnung davon haben, daß sie eine bestimmte Temperatur aufweisen, durch die sie in Gegensatz zu den übrigen Quellen treten, so kann eine Klassifizierung auch nur von diesem Gesichtspunkte aus unternommen werden.

I.

Der Begriff »Thermalquelle« faßt warme und heiße Quellen in sich. Die Grenze zwischen beiden liegt ganz im subjektiven Empfinden des Individuums, und eine Unterscheidung zwischen beiden wäre unmöglich, wenn es nicht gelingen sollte, eine Grenze zu finden, die entweder durch die Natur selbst gezogen ist, oder wenn nicht das chemisch-physikalische Verhalten eine Unterscheidung gebieterisch heischen würde.

Die Tatsache, daß bei einer Temperatur von 50° einfache Eiweißstoffe zu gerinnen beginnen[3]), gibt eine erste scharfe Grenzbestimmung zwischen heißen und warmen Quellen. Diese Grenztemperatur erhält aber noch dadurch eine besondere wertvolle Eignung, als Unterscheidungsmerkmal herangezogen zu werden, da bei dieser Wärmeskala auch eine kritische Temperatur eingetreten ist, welche in chemisch-physikalischer Beziehung von ausschlaggebender Bedeutung ist. Bei dieser Temperatur tritt ein Unterschied auf in der Konsistenz, dem Gefüge und Aussehen der Absatzprodukte, und zwar sowohl bei Thermen, welche SiO_2 absetzen, als auch bei jenen mit $CaCO_3$-Niederschlag.

---

[1]) Gegen Brun ist Schwertschläger aufgetreten, ohne aber exakte Beweise zu bringen. Das Auftreten von Wasserdampf bei vulk. Eruptionen. Zentralbl. f. Min. Geol. Jahrg. 1911. S. 777ff.

[2]) K. Schneider, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin 1911. S. 15 ff.

[3]) C. Arnold, Repetitorium der Chemie. Hamburg-Leipzig 1906. S. 609.

Island, das klassische Land des Vulkanismus, beherbergt eine Unzahl Thermen und verwandter Erscheinungen. Seit langem schon sind sie bekannt und bereits in der Mitte des 18. Jahrh. der Gegenstand genauerer Untersuchung geworden[1]).

Von altersher teilt der scharfbeobachtende Isländer seine Quellen in verschiedene Gruppen. Er unterscheidet hver, das sind kochende Quellen, zu ihnen gehören die Springquellen, Geiser, und laugar (spr. läugar), das sind eigentlich Badequellen. Ihre Temperatur schwankt zwischen 25—50°. Quellen mit einer geringeren Wärmeskala als 25° sind volgrur. Ist auch der Unterschied nicht immer so scharf, so kann man im allgemeinen doch als Warmquelle (laugar) jene bis zu 50° bezeichnen, als Kochquelle (hver), die mit mehr als 50°[2]). Beide Gruppen sind saure Quellen und setzen an der Erdoberfläche und auch im Quellenschacht SiO_2 ab. Aber zwischen beiden Niederschlägen besteht ein tiefgehender Unterschied. Während das Absatzprodukt der Kochquellen fest, hart, dicht, von heller, etwas ins Gelbe verlaufender Farbe ist, zeigt der Sinter der Warmquellen eine mürbe Konsistenz. Er ist locker, zerfällt an der Luft leicht und rasch in kleine lose Blättchen und zeigt vielfach eine dunkle Farbenschattierung. Wo immer dem Absatzprodukte der warmen und heißen Quellen auf Island das Augenmerk zugewendet wurde, fanden sich diese Tatsachen wiederkehrend bestätigt.

Von Neuseeland berichtete v. Hochstetter aus dem Quellgebiete von Orakeikorako, an beiden Ufern des Waikato. Die merkwürdigste intermittierende Quelle ist die Puia te mimi-a-Homaiterangi, deren Temperatur bei 94° lag. Hier ist der Kieselsinter, den das Wasser absetzte, anfangs gelatinierend und weich, erhärtet später und bildet ein festes Gestein von verschiedener Farbe und Struktur, bald strahlig-faserig, stengelig und braun, bald wird es zu stahlhartem, chalcedonartigem oder grauem Feuerstein ähnlichem Hornstein; an anderen Stellen ist er weiß mit glänzendem, muscheligem Bruch[3]).

Die Literaturvermerke zeigen, soweit sie eingeholt werden konnten, keinen diesbezüglichen Bericht, obwohl zu erwarten ist, daß die auf Island gemachten Beobachtungen auch anderweitig an SiO_2-Quellen wahrzunehmen sein werden. Nur so viel läßt sich feststellen, daß die Absätze in kälteren Wässern als sandig geschildert werden und sich mit den Schlammassen des fließenden Gewässers zu festen Gebilden verbinden.

---

[1]) Th. Thoroddsen, De varme Kilder paa Island. Kgl. dan. vidensk. Selskap. Forhandl. Jahrg. 1910. S. 97 ff.

[2]) Ebenda S. 103.

[3]) v. Hochstetter, Geologie von Neuseeland. Novaraexpedition I. Bd. S. 253. — Durch Namengebung »Puia« und »Waiariki« unterscheidet auf Neuseeland der Eingeborene zwischen heißen und warmen Quellen.

Um so bedeutender wird die Tatsache, daß auch $CaCO_3$-Absätze das gleiche Verhalten zeigen wie die Quellen Islands. Für diese gilt insbesondere der Karlsbader Sprudel als charakteristisches Beispiel.

Das Karlsbader Quellengebiet, das sich seit langem eines besonderen Studiums erfreut, zeigt bezüglich seiner Absätze das gleiche Verhalten wie die Thermen Islands. Die bei hoher Temperatur abgesetzten Sinter dieser Thermalregion weisen eine feste, dichtkrystalline Struktur von heller weißlicher Farbe auf, während die Absätze aus den Quellen unter 50° mürbe und locker sind.

Schon J. Knett hat darauf hingewiesen, ohne daß diese Tatsache weitere Beachtung gefunden hat[1]). In seiner zusammenfassenden, vielfach auf neuen eigenen Beobachtungen fußenden Darstellung: »Der Boden der Stadt Karlsbad und seine Thermen,« hebt er hervor, daß der Sprudelsinter aus Thermen über 50° fest ist, und berichtet, »je höher die Temperatur des Wassers, und je größer die Geschwindigkeit, desto härter und dichter ist der Sinter. Stehendes oder träge abfließendes Wasser setzt einen weichen, lichtgelben Sinter zu Boden (Sprudelsand). Je rascher Temperatur und Geschwindigkeit des heißen Sprudelwassers unterbrochen wird, desto dunkler ist der Sinter; läßt man daher Sprudelwasser direkt aus dem Bohrloch gegen eine kalte Steinwand spritzen, so setzt sich schwarzer Sinter ab.«

SiO_2- als auch $CaCO_3$-Sinter zeigt somit bei 50° ein kritisches Verhalten. Daher ist diese Temperaturgrenze und das obengenannte Eiweißverhalten eine bedeutungsvolle Grenze für die Einteilung der Thermen in heiße und warme. Danach können und sollen als heiße Quellen jene bezeichnet werden, deren Wärmeskala zwischen 50—100° liegt. Unter dieser Gradeinteilung liegen warme und kalte Thermen.

Schwieriger gestaltet sich die Frage, die Grenze zwischen warmen und kalten Thermen zu setzen. Die Lösung wird um so schwieriger, als dabei Theorie und Praxis in scharfen Gegensatz kommen können. Würde man als Grenzwert den von C. W. Fuchs bereits angegebenen von 30° annehmen, so käme man immer noch zu einem Näherungswert, der mit der Natur in Einklang zu bringen ist. Allein die Praxis kann unmöglich mit einer derartigen Höchstangabe von 30° für eine Kaltquelle zufrieden sein. Hier muß also ein physiologisches Unterscheidungsmerkmal, eine individuelle Einteilung Platz greifen. Sie weist auf 20° hin, d. i. auf jene Temperatur, für welche sich die Praxis entschieden hat[2]). Diese Unterscheidung dürfte jedoch durch andere

[1]) Festschrift zur 74. Versamml. d. Naturforscher u. Ärzte. Karlsbad 1902. S. 32.

[2]) Das amtliche »deutsche Bäderbuch«, das mir leider nicht zur Verfügung steht, bezeichnet nach D. Häberle, Die Mineralquellen der Rheinpfalz. Kaiserslautern 1912, S. 4, nur jene Quellen als Thermen, deren Temperatur 20° übersteigt.

Umstände eine Erhärtung höchstwahrscheinlich finden, nämlich dadurch, daß man den Gehalt an CO_2 in Betracht zieht. Es scheint der Satz zu gelten, daß mit sinkender Temperatur die Menge des NaCl und der schwefligsauren Salze abzunehmen, der der CO_2 zuzunehmen beginnt, ein Umstand, auf den bereits DELKESKAMP hingewiesen hat[1]), ohne daß aber diese Behauptung bislang einen einwandfreien Beweis gefunden hätte.

Nach den gegebenen Ausführungen gibt es somit folgende drei Gruppen von Thermalquellen:

1. Heiße Quellen, Thermen im engeren Sinne des Wortes. Ihre Temperatur schwankt zwischen 50—100°.

2. Warme Thermen. Ihre Temperatur bewegt sich zwischen 20—50°.

3. Kalte Thermen. Bei ihnen zeigt die Temperaturskala höchstens 20°.

Der Begriff »kalte Therme« ist ein Widerspruch in sich. Kommt man aber nach reiflicher Erwägung und Überprüfung der Tatsachen doch dazu, von »kalten Thermen« zu sprechen, so läßt man sich von genetischen Gesichtspunkten leiten. Man begeht dabei einen groben logischen Fehler in der Einteilung, aber man ist gezwungen, ihn zu machen, es sei denn, man schaltet diese letzte Gruppe überhaupt aus und faßt die Thermen nur von 20° ab. Damit aber bekommt das Problem wieder eine unvollständige Bearbeitung, da kalte, warme und heiße Quellen in einem innigen genetischen Zusammenhang stehen und nur durch ein äußeres deskriptives Unterscheidungszeichen voneinander geschieden sind. Nur durch die Untersuchung der »kalten Therme« kommt man zur richtigen Erkenntnis über das Wesen des Phänomens und damit zur richtigen Beantwortung und Definition des Begriffs Therme. Ist aber diese gefunden, so ergibt sich zum weiteren die Beantwortung der Frage über den Zusammenhang des Theorems mit dem des Vulkanismus. Erst dann, wenn es durch das Studium, der kalten, warmen und heißen Thermen erwiesen ist, daß sie genetisch gleich oder zum mindesten innig verwandt mit den Erscheinungen des Vulkanismus sind, kann es als endgültig angesehen werden, sie als dritte Phase, als pneumatitische Phase des Vulkanismus aufzufassen.

Um zu einem weiteren Fortschritt auf diesem Gebiete zu gelangen, soll nunmehr eine Reihe von eigenen Beobachtungen angeführt werden mit Heranziehung der entsprechenden Literatur, wobei insbesondere die heute Praxis und Theorie völlig beherrschende Anschauung und Vorstellung von dem juvenilen Ursprung der Thermen eine kritische Beleuchtung erfahren soll.

---

[1]) l. c. S. 10 (Separat).

II.

Das Myvatner Staffelland im nordöstlichen Island zeichnet sich aus durch eine reiche Entwicklung des vulkanischen Phänomens während und seit dem Diluvium bis in die jüngste historische Vergangenheit. Über dem durch Nordsüd verlaufende Längsbrüche zerstückelten Hochlande reichten mit dem Einsetzen des Diluviums die Gletschermassen bis an die Meeresküste. Nach ihrem Zurückweichen brachen in Nordsüderstreckung reiche klasmatische Materialien hervor. Sie deckten die vorhandenen Grundmoränen dieser ersten isländischen Eiszeit und schützten sie vor dem Vergehen durch die zweite nachfolgende Vergletscherung[1]). Westlich und östlich dieses Myvatner Bergzuges brachen mit dem neuerlichen Zurückweichen der Eismassen vulkanische Gebilde hervor. Weite rheumatitische Ergüsse wurden von klasmatischen abgelöst. Innerhalb der ersteren aber insbesondere aus den interglazialen klasmatischen Gebilden des Myvatner Bergzuges kamen in reicher Entwicklung pneumatitische Erscheinungen zum Durchbruch. Solfataren, Heißluftausströmungen, deren Vorhandensein nur das Zischen und die kleinen kreisrunden Austrittsöffnungen verraten, Springquellen und Schlammvulkane sind heutigentages die belebenden Elemente in diesem Landschaftsbilde. An der Westflanke ist nirgends ein Tagwasser zu beobachten. Recente Rheumatica schließen den Bergzug gegen W. zum Myvaten ab.

Der Mangel eines oberflächlich abfließenden Wassers, ein einziges Vorkommen ausgenommen, in dem ganzen Myvatner Bergzug ist umso auffallender, als die Niederschlagsmenge eine bedeutende ist. Obwohl für diese Gegend keine Beobachtungsreihen vorliegen, so kann man mit Rücksicht auf die mehr als 50jährige Beobachtungsreihe[2]) von Stykkisholm (65°5′ n. Br. 22°46′ w. L. v. Gr. 11,3 m ü. M.662 mm) eine Niederschlagsmenge annehmen, welche 700 mm im Jahresmittel betragen dürfte. Jeglicher Niederschlag wird von der lockeren Auswurfsmasse sofort unter einem eigenartigen knisternden Geräusch aufgesaugt[3]). Um so zerweichter ist der Boden.

Am Fuße des Námufjall (spr. Naumufjadl) treten wenigtätige Schlammvulkane auf. Höher am Hang hinauf häufen sich Solfataren. An dem oberen Hang und dem Gipfel des Berges finden sich zahlreiche Heißluftausströmungen. Aber selbst in diesem Teil des Berges treten an einzelnen Stellen schlammartige Gebläse zur Erscheinung.

---

[1]) K. Schneider, Einige Ergebnisse einer Studienreise nach Island im Sommer 1905. »Lotos« Prag. Jahrg. 1905. S. 256f. — Durch Unterstützung der »Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen« war dem Verfasser ein längerer Studienaufenthalt in Island 1905 ermöglicht.

[2]) J. Hann, Die Anomalien der Witterung auf Island in dem Zeitraum 1851 bis 1900. S.-B. Ak. W. Wien. Math.-naturw. Kl. 1904. S. 183 ff.

[3]) K. Schneider, Beiträge zur physik. Geographie Islands. P. M. 1907.

Gegen Norden quillt ein schwaches Wässerchen hervor. Es mag lange schon in dieser Richtung laufen, da es in das weiche Material eine tiefe Rinne gerissen hat. Sein Lauf ist heute kaum länger als 1 km. Es verschwindet nordwärts in einem völlig aufgeweichten Boden am Fuße des Berges. Ein rezenter Lavastrom hat ehedem etwa vorhandenen Weiterlauf abgedämmt.

Entlang dieses Gerinnes treten am Hang des Berges Heißluftausströmungen auf. An mehreren Stellen fließt im raschen Lauf das Wasser über solche Exhalationsstellen. An diesen Punkten wird sogleich das Tagwasser springbrunnenartig in die Höhe geworfen. Je tiefer den Hang abwärts, um so höher wird das Wasser geworfen. In der Tiefe, dort, wo das Tagwasser im aufgeweichten Boden verschwindet, ist weder Fumarole, noch Geiser: Große Becken mit dünnen, schmutzigen Schlammassen breiten sich aus. Eine »Hexenwerkstätte« nannte Sartorius v. Waltershausen[1]) diese Gegend bei seinem Besuche 1846. Preyer und Zirkel standen davor und sahen den Schlamm in 3—4 Sekunden bis 5 m hoch emporgeworfen[2]). Im Sommer 1905 waren die Zwischenräume zwischen den Explosionen $^1/_2$—1 Minute. v. Knebel hat die Gegend neuerdings beschrieben[3]).

Der Zusammenhang zwischen den einzelnen Phänomenen dieses pneumatitischen Zustandes ist offensichtlich. Wo das Bodenwasser gering ist, wie auf der Höhe des Berges, treten Heißluftausströmungen auf, wo diese auf fließendes Wasser stoßen, sind diese noch stark genug, das Tagwasser von dem Eindringen in das Auspustrohr abzuhalten, und werfen es springbrunnenartig weg. Wo das Bodenwasser mächtig ist, ersticken die Fumarolen: Schlammvulkane treten in die Erscheinung.

Ganz analoge Verhältnisse wie hier am Námufjall berichtet Spethmann von dem um wenige Kilometer weiter nördlich gelegenen Theistareykjafjöll[4]).

In diesen Gegenden ist ein Sinterabsatz nicht wahrzunehmen. Das rasch fließende Wasser läßt es nicht zum Absatze kommen. Der zerweichte Boden ist gleichfalls einem Sinterniederschlage nicht günstig. Daß es dazu kommen würde, ist erwiesen, da an einzelnen Stellen am Fuße des Námufjall, wo eben die Schlammvulkane zur Ausbildung kamen, weißliche Überzüge von $CaSO_4$ auftreten. $CaSO_4$ durchsetzt zum Überfluß in oft mehr als 1 dm mächtigen Spaltfüllungen in Nord-Südstreichen den ganzen Berg.

---

[1]) Sartorius v. Waltershausen, Physisch.-geograph. Skizze v. Island. Göttingen 1847.

[2]) Preyer und Zirkel, Reise nach Island. Leipzig 1862.

[3]) v. Knebel-Reck, Island. Stuttgart 1912, S. 179—180 und 226.

[4]) H. Spethmann, Beiträge zur Kenntnis des Vulkanismus am Mückensee auf Island. Globus 1909. II. Bd. S. 204.

Absatzfrei sind auch jene nicht gerade seltenen Warmquellen, welche weiter ab von dieser beschriebenen Örtlichkeit im Myvaten selbst hervortreten und nur durch die höhere Temperatur erkenntlich sind, welche das Seewasser in weiterem Umkreis an solchen Stellen erfährt. Gering sind die Sinterniederschläge auch an jener Warmquelle, welche mit 29° in einer Lavaspalte südlich von Reykjahlid hervorbricht, unter überhängendem Gestein ein weites Bassin füllend, ein willkommenes Bad den Leuten des genannten Gehöftes und dem reisenden Wanderer.

Weitaus bekannter als die genannten Vorkommnisse sind die heißen Quellen von Haukadalr durch den großen Geiser.

Die ersten Nachrichten über dieses Quellgebiet reichen in das Jahr 1294. Der große Geiser wird zum ersten Male namentlich 1647 erwähnt[1]). Doch setzen die wissenschaftlichen Untersuchungen erst mit dem 18. Jahrhundert ein. Eggert Olafsson (1750—1757) maß seine Tiefe und Dimensionen. 1772 besuchten ihn Sir Josef Banks, S. Solander und Uno von Troil. T. Bergmann erkannte den Kieselsinter. 1789 gab Sir John Stanley eine ausführliche Beschreibung, während wenig später (1792) Sir Josef Black die erste Wasseranalyse vornahm. Seitdem häufen sich die Untersuchungen und Besuche dieser Thermen. Ole Ohlsen beschreibt 1804 den höchsten Ausbruch mit 212 Fuß (rund 70 m). Nach ihm folgen William Hooker (1809), George Mackenzie (1810), Ebeneser Henderson (1814 und 1815), die Deutschen F. A. L. Thienemann, G. B. Günther (1821) und Krug von Nidda (1833). 1834 ist der Engländer John Barrow an seiner Stelle. 1836 die Franzosen P. Gaimard und der Physiker Viktor Lottin. Aus den folgenden Jahren seien nur noch genannt 1846 R. Bunsen, A. Descloizeaux und Sartorius von Waltershausen. Des ersteren Untersuchungen wurden bedeutsam und grundlegend für die Theorie der Springquellen vom Geisertypus. Von den jüngsten Untersuchungen seien nur noch die erwähnt, welche Th. Thoroddsen, Islands bekannter Erforscher und Pionier, in der Zeit von 1881—1899 nicht nur hier, sondern auch in anderen Teilen der Insel durchführte. Von den Besuchern Islands nach diesem haben wohl alle den Geiser aufgesucht, ihm mehr oder weniger Aufmerksamkeit gewidmet, ohne daß aber durch die neueren Studien das Problem der heißen Quellen merklich vorwärts gekommen ist. Nur v. Knebel hat beachtenswerte Details gebracht, welche allerdings von oben angesehen wurden[2]).

In mehr als einer Beziehung ist das Auftreten und das Studium gerade dieses Thermengebietes von Bedeutung. Wie bekannt ist der

[1]) Th. Thoroddsen, De varme Kilder paa Island. l. c. S. 98f.

[2]) W. v. Knebel, Studien in den Thermengebieten Islands. Naturw. Rundschau. Jahrg. 1906. Nr. 12. — Gegen v. Knebel: Spethmann Globus Jahrg. 1909. S. 205. — R. Delkeskamp, Zschrft. f. prakt. G. Jahrg. 1908.

Geiser nicht die einzige Therme an dieser Stelle, sondern es findet sich eine große Anzahl von heißen und warmen Quellen rings um ihn teilweise höher gelegen weitaus mehr freilich selbst tiefer. Sie breiten sich am Fuße des Laugafjall aus. Dieser ist ein Liparitstock oder -gang, der mitten aus der weiten Sumpfebene aufragt, in welcher die Thermen sich finden. Seine Gestalt ist die eines mächtigen Rundhöckers. Gletscherschliffe verraten, wie schon v. Knebel zeigte, daß er vor der Vereisung der Insel gebildet worden ist. Die ganze weite Ebene aber, aus der er hervorragt, und in welcher die Thermen auftreten, war in nicht allzu langer Vergangenheit Meeresboden, wie die alten Strandlinien am Westabhang des Laugafjall und in der weiteren Umgebung der Ebene verraten[1]). An einzelnen Stellen gelang es, aus dem locker geschichteten Material Pecten islandicus, Mya, Cardium grönlandicum zu gewinnen[2]). Das völlige Erhaltensein der Strandterrasse, desgleichen die Fossilien lassen es zur Gewißheit werden, daß diese Ebene ein jungdiluviales bis rezentes Gebilde ist, daß sie ein Werk des Tungufljöt und der Hvitá ist. Mithin können auch die Thermen dieser Gegend in ihrem Alter nicht über diese Bildungszeit hinausreichen. Sie sind rezente Gebilde. Der große Geiser selbst ist kaum viel älter als die Geschichte des Inselvolkes[3]).

Die Tätigkeit der Quellen hat in historischer Zeit stark geschwankt. Nicht nur die Zwischenzeiten der Ausbrüche beim Geiser schwanken, sondern auch die Höhen der ausgeworfenen Wassermassen. Thoroddsen hat die vermeldeten Angaben in einer Liste zusammengestellt. Sie stehen zwischen 8 Minuten und 2 Stunden 55 Minuten. Zurzeit vergehen bis 10 Tage, ehe ein Ausbruch erfolgt. Bei v. Knebel letztem Aufenthalt etwa 3 Wochen[4]). Die Höhen der ausgeschleuderten Wassersäule liegen zwischen 30 und 70 m[5]). Eine regelmäßige Abnahme in der Beobachtungszeit, welche von 1789 bis 1883 reicht, liegt nicht vor. Tatsache ist nur, daß Erdbeben auf die Tätigkeit belebend einwirkten. So fand wenigstens nach dem Beben in Südisland vom Jahre 1896 eine Neubelebung statt, indem der Geiser kurz hernach täglich »sprang«, seitdem aber wurde er wieder rückläufig[6]).

Umso lebhafter ist der etwa 200 m südwestlich davon gelegene kleine Geiser, die Oderis holla. Sie springt (1905) ständig. Eine Drosselung durch Gras vermag die Auswurfshöhe auf 5 m und mehr zu erhöhen. Dabei liegt diese Springquelle um weniges tiefer als das Überfallsniveau des großen Geiserbassins. Dagegen ist der

[1]) Th. Thoroddsen, Geological map of Iceland. 1 : 600000. Hamburg 1901.
[2]) K. Schneider, Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse einer Studienreise nach Island im Sommer 1905. Mitt. d. geogr. Gesellsch. Wien. 1905.
[3]) v. Knebel-Reck, Island. S. 227.
[4]) Ebenda.
[5]) Th. Thoroddsen, De varme Kilder. S. 199.
[6]) Ebenda S. 200.

nur weniger höher als der Geiser gelegene King (Konungshver) völlig untätig. Kein Bericht weiß von ihm zu erzählen, daß er tätig war. Doch soll er zu Beginn des Jahres 1897 vorübergehend 1—2 Ellen, also etwas gegen 1 m, über sein Sinterbassin emporgesprudelt sein[1]). Das kristallhelle Wasser, das ruhig über das selbstgeschaffene Sinterbassin rinnt, hat eine Temperatur von 93° (1905).

Aus diesem Thermengebiet ist noch eine Quelle besonders hervorzuheben: der Strokkur. Er liegt unweit der Oderis holla am tiefsten von allen bislang genannten (Fig. 1), halbwegs zwischen dieser und dem großen Geiser. Dadurch ist der Strokkur unterschiedlich, daß sich an der Oberfläche kein Sinterkegel gebildet hat, daß vielmehr das Schachtrohr bei 20 m gerade zur Tiefe setzt. »Er ist das beste Beispiel eines tiefen Sinterrohres ohne Sinterkegelbildung«[2]). Diese Therme hatte früher selbsttätige Eruptionen, welche aber nicht so sehr als Wasser-, wie vielmehr als Dampfausbrüche geschildert werden. »Die Wasserkegel sind nicht massiv wie beim Geiser, sondern hohl, weshalb der Strokkur viel weniger Wasser verbraucht und deshalb länger mit einem Auswurfe anhalten kann, allein sie steigen wohl das Dreifache höher als die des Geiser«[3]). Aber schon in der Mitte des 19. Jahrhunderts stellte er seine Ausbrüche ein, und nur durch Drosselung war ein Ausbruch hervorzurufen[4]). Selbst das Erdbeben vom Jahre 1896, das den Geiser zu neuer Tätigkeit erweckt hatte, brachte nur ein Ansteigen des Wassers in der Röhre, das aber bald wieder sank und so wie heute, um etwa 1 m unter dem oberen Rande steht[5]).

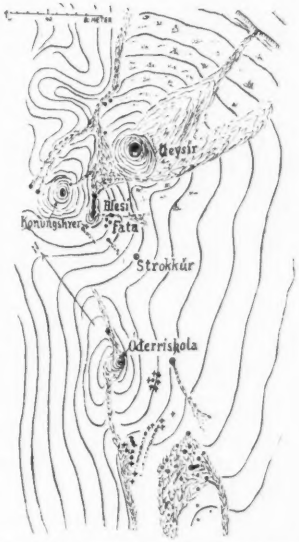


Fig. 1. Kartenskizze der Umgebung des Großen Geiser auf Island (nach Bruun). .. + Kochende und siedende Quellenaustritte.

Wie bei keiner anderen Therme kann man hier den Zusammenhang mit dem übermäßig vorhandenen Bodenwasser feststellen. Der Stand der Wassersäulen in den großen genannten Thermen ist abhängig vom hydrostatischen Drucke. Zusammensackungen des

[1]) Ebenda S. 209.

[2]) v. Knebel-Reck, S. 229.

[3]) F. A. Thienemann, Reise im Norden Europas. Leipzig 1827. S. 343.

[4]) Preyer und Zirkel, Reise nach Island. Leipzig 1862 u. v. a.

[5]) Th. Thoroddsen, De varme Kilder. S. 205. Durch Seifenzusatz kann man den großen Geiser und Strokkur zu Eruptionen bringen.

Bodens, durch Erdbeben hervorgerufen, bringen ein vorübergehendes Steigen in den Sinterröhren mit sich. Durch diesen Zusammenhang zwischen dem Bodenwasser und dem in den Thermenröhren ergibt sich die Tatsache, daß je höher der Quellenaustritt der in Frage stehenden Therme, um so mehr die Ausbruchstätigkeit zurückgedrängt ist. Je mehr das Bodenwasser an Vorherrschaft gewinnt (Strokkur), um so seltener die Eruptionen. Daher zeigen die Hauptthermen des Geisergebietes eine so bestimmte Entwicklung und Lebensäußerung.

Die Oderis holla, die tiefste der tätigen Thermen, ist ständig tätig. Das Ausflußrohr ist eng, kaum wenige Zentimeter im Durchmesser. Das überlastende Wasser kann leicht bewältigt werden. Die Wassermassen der am tiefsten gelegenen Therme, des Strokkur, sind zu gewaltig, als daß sie ohne weiteres herausgeschleudert werden könnten. Ist doch der Durchschnitt am Tage 2,5 m. Mit diesem Maß setzt das Rohr bis 8,5 m Tiefe und verengt sich hier auf etwa 30 cm, um sich von da bis 14 m verfolgen zu lassen. Der etwas höher gelegene Geiser zeigt nur mäßige Eruptionen, der am höchsten gelegene King ist »erloschen«. Nordöstlich aber vom Geiser sind untrügliche Reste von heute völlig erloschenen Quellen.

Die übrigen zahlreichen Thermen östlich der besprochenen liegen völlig in der sumpfigen Ebene. Sie haben die Lebensäußerungen der laugar.

Ist diese Tatsache des Zusammenhanges zwischen Bodenwasser und Therme erkannt, so ergibt sich mit Naturnotwendigkeit der Schluß über die Ursachen des Verlöschens der Ausbruchstätigkeit. Zweifacher Art sind diese. Ein vorübergehendes Stagnieren und Aufstauen des Bodenwassers ertötet die Thermen. Das raschere Zufließen des kalten Bodenwassers, das als Gletscherwasser von 0° nicht allzu weit entfernt ist, verursacht in den Steigröhren eine raschere Sinterung in den Tiefen, wodurch einmal der Zufluß beeinträchtigt wird, zum anderen aber wird das Steigrohr auch durch die Therme selbst nach oben erhöht. Dadurch wird ein Überdruck geschaffen, der nur nach längeren Zwischenpausen bewältigt wird, bis er zuletzt, von zwei Seiten angehend, übergroß wird und nicht mehr gezwungen werden kann (King, Gr. Geiser, Strokkur). Auf der anderen Seite aber vermag das langsam vor sich gehende Abzapfen des Bodenwassers durch Tieferlegung der Erosionsrinne bei den Tagwässern auch wieder einzelne kleine Thermen zu erhöhter Tätigkeit erwecken (Oderis holla und vielleicht einige der namenlosen Thermen im Umkreis). Dieses Abzapfen kann aber die höher gelegenen Thermen deshalb nicht mehr ins Leben zurückrufen, weil sich diese durch den eigenen Höherbau der Sinterrohre die Ausbruchsmöglichkeit selbst genommen haben.

Es sind also aus natürlichen topischen Verhältnissen sich ergebende Ursachen, welche die Tätigkeit der einzelnen Hauptthermen bestimmen und regeln. Es ist nicht nötig, dafür die Erdbeben heran-

zuziehen, obwohl es selbstverständlich ist, daß diese mitbestimmend wirken können. Aber nicht dadurch, daß »das Grundwasser vor allem an tektonischen Linien, also in Rissen und Spalten, zu größerer Tiefe hinab steigt, bis es in der Nähe des Vulkankontaktes erhitzt seinen Kreislauf fortsetzt und als Solfatare oder Therme zur Erdoberfläche zurückkehrt«[1]), werden sie bestimmend, sondern wohl vielmehr dadurch, daß Erdbeben Sackungen des lockeren Schwemmbodens nach sich ziehen, die ihrerseits wieder den Bodenwasserspiegel beeinflussen. Daher werden tieferliegende Thermen in ihrer Springertätigkeit beschnitten, während der Wasserspiegel selbst steigt, höher gelegene vom Überdruck des Bodenwassers vorübergehend befreit wieder neu aufleben, um aber bald in das vorhergegangene Stadium zurückzusinken, sobald das Bodenwasser zum normalen Ausgleich mit seiner Niveaubasis gekommen ist.

Würde man durch einen Lauf das Geiserbassin abzapfen, so daß die Wassersäule in dem Geisersteigrohre nicht die jetzige Höhe erreichen könnte, so würde ohne Frage die »Tätigkeit« erhöht oder verjüngt werden. Auf diese Weise gelang es z. B. Malfroy, durch Abzapfen einer 60 cm hohen Wasserschicht bei der Puia-Therme auf Neuseeland diese in eine Springquelle von 9—12 m zu verwandeln[2]).

Tieferlegung durch Erosion und damit Hand in Hand gehende Veränderung des Niveaus des Bodenwassers hat auf der letztgenannten Insel aus einer Springquelle eine Fumarole werden lassen. Die Karapiliquelle im Otumaleketal war zur Zeit des Besuches durch Dieffenbach ein gewaltiger Sprudel, der sein Wasser 2—3 m hoch warf. Als v. Hochstetter einige Jahre später diese Stelle besuchte, war eine Dampfquelle an der gleichen Örtlichkeit. Der Dampfstrahl hatte eine schräge Richtung und strömte mit solcher Gewalt aus, daß über den Austritt gelegte Zweige 6—10 m hoch emporgeworfen wurden[3]). Ein Bach, der nahe vorbeifloß, hatte die Abzapfung des Bodenwassers verursacht.

Daß aber die Erhitzung des Bodenwassers bis auf mehr als 100° (durch Überdruck) durch unter dem Alluvialboden hervorbrechende Fumarolen hervorgerufen wird, welche zugleich auch in ihren Änderungen die chemischen Bestandteile mit sich bringen, ist an den Thermen im Geisergebiet selbst zunächst nicht nachzuweisen. Aber Fumarolen mit Temperaturen von 92° können in ihrer Umgebung festgestellt werden. Dazu kommen die oben geschilderten analogen Verhältnisse am Námufjall, wo der Zusammenhang zwischen Fumarolen, Springquellen und Schlammvulkanen Schritt für Schritt nachgewiesen werden kann. Daß in dem Geisergebiet trotz Sumpflandschaft

[1]) v. Knebel-Reck, l. c. S. 229.
[2]) Transactions of the New Zealand Institute 1891. S. 579.
[3]) Hochstetter, Neuseeland. S. 254.

Schlammvulkane nicht zur Ausbildung kommen, das Wasser vielmehr von einer unbeschreiblichen Klarheit und Reinheit ist, hat seine Ursache darin, daß die Alluvionen, soweit sie an den Ufern der nahen Hvitá zu beobachten sind und zwischen dem durch Wind und Frost aufgerissenen Grasboden in weiterer Umgebung durchschauen, aus sandigem Material bestehen, nicht aus leicht zersetzbarem, tuffigem Boden wie am Námufjall.

Daß zwischen Fumarolen, Bodenwasser und Thermen ein genetischer Zusammenhang besteht, und zwar derart, daß Fumarole und Bodenwasser die Therme erzeugen, ist direkt zu beobachten in dem Thermengebiet um Krisuvik in Südwestisland.

Die pneumatitischen Phänomene nördlich von dem Gehöfte Krisuvik dehnen sich in nicht allzu breiter Ausdehnung am Fuße eines langgezogenen Bergrückens. Er ist zur Gänze aus Palagonitbreccien zusammengesetzt, ein Material, das auch an seinem Südostfuße die weite Ebene aufbaut. Die Kaldá nimmt ihren Lauf in Südwestrichtung durch sie und entwässert den wahrscheinlich durch Stau gebildeten mäßig großen Klefarvatn. Da das Gefälle des Flusses ein geringes ist, ist die ganze Ebene im Westen zu einem sumpfigen Gelände umgewandelt, das durch kleine Rinnsale unterbrochen wird, welche von dem oben erwähnten Bergrücken zur Kaldá streben. Knapp an einem derartigen Bächlein inmitten gänzlich aufgeweichten Bodens tritt innerhalb weniger Quadratmeter eine ganze Anzahl Pneumatitica auf[1]). Hart nebeneinander finden sich Solfataren, Springquellen, Fumarolen stark nach H_2S riechend, und Schlammvulkane. Letztere liegen näher zu dem Bache. Drosselt man durch Rasenstücke die Fumarolen, so tritt sofort eine Steigerung der Tätigkeit an den Springquellen und Schlammvulkanen auf, die sich noch erhöht, wenn man auch die Solfataren fesselt. In dem gleichen Augenblicke aber, wo man auch die Springquellen durch Rasenstücke mundtot macht, quillt der Schlammvulkan auf und wirft mächtige Schlammassen aus. So oft man das Experiment versucht, erneuert sich das Schauspiel. Dämmt man durch aufgeworfene Erde das fließende Wasser nur um weniges von der Springquelle ab, so hört nicht nur das Springen auf, sondern auch der Schlammvulkan hält in seiner Tätigkeit ein, und an Stelle der Springquelle tritt ein vorherrschendes Dampfausstrahlen ein. Es gelingt sehr rasch, die Zusammengehörigkeit einzelner Komplexe festzustellen, wenn auch erst größere Vergewaltigungen nötig sind, um alle Pneumatitica auf einmal in Erregung zu bringen. Allerdings gelingt es nicht, durch die im Tale vorgenommenen Experimente die Gasexhalationen am Hange des Bergzuges zu erhöhter

[1]) v. Knebel-Reck, l. c. gibt auf Tafel XXV, Abb. 46 einen Überblick. Über die farbigen Nuancierungen des Bodens gewährt daselbst das Farbenbild Tafel XXIV gute Vorstellung. Vgl. den Text S. 225.

Tätigkeit auszuspornen, obwohl es nicht ausgeschlossen erscheint, auch sie in ihrem Wirken zu beeinflussen.

In keinem anderen Gebiete Islands konnten diese Versuche in so ausgedehnter Form wiederholt werden. Einmal ist die geringe Ausbreitung des Gesamtphänomens besonders günstig, zum anderen auch die Abgeschiedenheit der Gegend selbst.

Aus den einige Male und abwechselnd durchgeführten Versuchen an dieser Stelle ergab sich der unumstößliche Beweis, daß hier Thermen, Solfataren, Fumarolen und Schlammvulkane in inniger Wechselbeziehung zueinander stehen, daß das Primäre immer die Dampfaustritte sind, welche mit Bodenwasser gemengt Springquellen und Schlammsprudel erzeugen.

Diesen Zusammenhang zwischen Bodenwasser und Fumarole und die daraus hervorgehenden Springquellen hat auf der gleichen Halbinsel v. Knebel knapp am Meere feststellen können[1]). An der äußersten Südwestspitze knapp am Meere befindet sich ein weites Solfatarenfeld, das aus altem klasmatischem Material hervorbricht. In seiner Umgebung treten rezente Rheumatika auf. Die schwefeligen Dämpfe, die hier aufsteigen, schlagen gelben S nieder, desgleichen $CaSO_4$. Daneben treten zahllose Fumarolen auf, welche »zum größten Teil aus Wasser« (Dampf) bestehen. Durch Kondensierung dieser Dämpfe werden einige kleine Pfühle gebildet, welche keinen auch »noch so kleinen Wasserlauf« bilden. Wichtig ist nun v. Knebels Fund von alten, aus reiner SiO_2 bestehenden Sinterdecken über den bunten Solfatarenprodukten; bei echten Solfataren treten nirgends derartige Sinterabsätze auf.

Mit Recht zog daher v. Knebel den Schluß: »Die Solfataren von Reykjanes waren also vorübergehend in Thermen übergegangen, um dann wiederum den Charakter der reinen Solfataren anzunehmen.« Dies war aber nur möglich durch Hinzutreten von Grundwasser, das erst Springquellen werden ließ.

Bedeutsam ist, daß das Umwandeln von Solfataren in Springquellen an dieser Stelle wieder eintrat. Sapper berichtet, daß ein Jahr nach v. Knebels Besuch an derselben Stelle das letztgenannte Ereignis wieder eingetreten war, »indem in der Nähe des Meeres ein Geiser zur Zeit der Flut in regelmäßigen Zwischenräumen Salzwasser auswarf, während er zur Ebbezeit ruhte«[2]).

Noch ein besonderes Phänomen in dieser Gegend sei hervorgehoben. Etwa 1 km von der Küste entfernt, weniges über 10 m hoch über dem Meeresniveau, beobachtete v. Knebel einen Geiser. »Er muß wohl

[1]) W. v. Knebel, Studien in den Thermengebieten Islands. Naturw. R. 1906. — Studien auf Island im Sommer 1905. Globus 1905. S. 313. — v. Knebel-Reck, Island. S. 218 ff.

[2]) K. Sapper: v. Knebel, Studien in den Thermengebieten Islands. Peterm. Mitt. L. B. 345. Jg. 1907.

sehr jung sein, denn seine eigenen Absätze sind noch minimal; seine Haupttätigkeit war bislang fast ausschließlich auf die Zerstörung des Nachbargesteines beschränkt geblieben, in dessen Mitte er arbeitete. Seine Tätigkeit war deutlich beeinflußt von Ebbe und Flut. Ebbe bedeutete für den Geiser die Ruheperiode, zur Flutzeit muß der Andrang des Wassers sich bis zu seinem Quellreservoir bemerkbar machen und es zur Eruption veranlassen«[1]). Es ist hierbei wohl nicht an einen direkten Zusammenhang zwischen Meer- und Quellwasser zu denken. Wohl aber besteht er insofern, als durch das Steigen des Meeres zur Flutzeit auch das Bodenwasser gestaut wird und gleichsam anschwillt, um bei Ebbe wieder abfließen zu können. Da Ebbe und Flut in Island zwischen 2—4 m schwankt, so ist dadurch tatsächlich eine ständig wechselnde Niveauverschiebung der Basis des Bodenwassers verursacht, welche selbst auf die Entfernung von 1 km hin sich bemerkbar machen muß, zumal der Zeitunterschied zwischen Hoch- und Tiefstand lang genug ist.

Die hier geschilderten Vorgänge, daß Meereswasser auf das Entstehen von heißen Quellen bestimmend einwirkt, scheint auch an anderen Stellen der Erde vorzukommen. So berichtet C. Fuchs[2]) von der Insel Umnak (Aleuten) von drei dicht beieinander liegenden Quellen, von denen die eine nahezu kochend ist, die andere mäßig warm, die dritte kalt. »Es geht die Sage unter den Eingeborenen, daß diese drei Quellen einst ihre Rollen getauscht, und daß die jetzt kalte Quelle einst die heiße gewesen sei.«

Alle diese genannten Beispiele sind aus Gebieten, welche in postglazialer, bzw. historischer Zeit Ausbrüche vulkanischer Natur zeitigten. Ganz analoge Verhältnisse zeigen sich aber auch in der Basaltregion Islands. Wo immer heiße oder warme Quellen auftreten, ist ihr Zusammenhang mit dem Bodenwasser unschwer nachzuweisen. Mit Recht hat daher von Knebel in der genannten Studie den Satz aufstellen dürfen, daß die Thermen »im Grund- (besser Boden-)wasser ertrunkene Solfataren, die Solfataren aber als trockene Thermen« aufzufassen sind. Da freilich der Schwefelgehalt der isländischen Thermen ein geringer ist[3]), muß dieser Satz dahin eine Änderung erfahren, daß sie nicht ertrunkene Solfataren, sondern ertrunkene Fumarolen sind. Mit diesen Fumarolen steigen in Gasform die chemischen Elemente mit zur Oberfläche, welche das Thermenwasser der Insel auszeichnen. Nur diese Gasgemenge sind juvenile Erscheinungen, das Wasser aber ist vados. Der Gehalt an juvenilem Wasser ist gleich Null. Die Thermen Islands sind demnach Mischungspro-

[1]) v. Knebel-Reck, l. c. S. 219.

[2]) C. Fuchs, Die vulkanischen Erscheinungen d. Erde. Leipzig 1865. S. 280.

[3]) Von den Analysen des Geiserwassers erreichen in 1000 Teilen Wasser die Schwefelverbindungen 0,1675, die Kieselsäureverbindungen 0,7676. Taylor, Z. f. allg. E. Berlin N. F. 1. 1856. S. 457 f.

dukte aus juvenilen Gasen überwiegend und weitaus vorherrschenden vadosen Bestandteilen.

Eine zweite für die Genese der Thermen wichtige Frage lassen die pneumatitischen Phänomene Islands zur Lösung bringen. Es ist der Zusammenhang mit vorhandenen Bruchspalten. Seitdem das »Spaltenmotiv« die tektonischen Prinzipienfragen in Erregung hält, sind auch die Thermen als Objekt für das Vorhandensein und Gebundensein an Spalten herangezogen worden.

Eines ist sicher, wie die vulkanischen Erscheinungen in ihrer Gesamtheit an die großen Zerrüttungszonen des Erdfesten geknüpft sind, so auch die pneumatitischen Evolutionen; anders liegt die Frage: Weisen Thermen durch ihr Auftreten auf vorhandene Spalten hin?

Das Geisergebiet findet sich in einer großen Zerrüttungszone[1]), aber die das Gelände auflösenden Bruchlinien liegen fern dem eigentlichen Quellengebiet. Die Austrittspunkte finden sich nicht in linearer Ausdehnung, sondern verbreiten sich flächenhaft sowohl nach der Längsrichtung als auch nach der Breite. Der Zusammenhang, der zwischen den einzelnen Quellen liegt, wie z. B. bei Krisuvik, am Námufjall, u. a. a. O. läßt die Vermutung zur Gewißheit werden, daß der Austritt der Fumarolen nicht unbedingt an vorhandene Bruchspalten gebunden ist. Gerade die Tatsache, daß auf Island Quellen nicht in der erwarteten Längsrichtung sich finden, sondern vielmehr von dieser nach den Seiten abspringen und sich nur auf kleine Flächen lokalisieren, spricht mehr für die Selbständigkeit des Phänomens bei seinem Austritt, für ihre Unabhängigkeit von tektonischen Leitlinien.

Fig. 2. Thermenaustritte auf Klüften in Basalt bei Klepjarnsreykil auf Island. spr. Springquellen, br. Brodelnde Quellenaustritte.

Daß aber Thermen vorhandene Klüfte benutzen, ist in ausgezeichneter Weise bei dem Gehöfte Klepjarnsreykil auf dem Wege nach Reykholl wahrzunehmen (Fig. 2). Der völlig nackte Basalt zeigt an dieser Stelle zwei schaarende Klüfte. Ihre Öffnung zutage erreicht $^1/_2$—1 dm. Sie liegen SW—NO. Entlang den Klüften brodelt kochendes Wasser auf. An der Scharungsstelle ist ein mächtiger Springquell. Kaum 2 m davon ein zweiter. Trotzdem der Boden außerhalb der Sinterlage völlig frei einer Humusschicht ist, läßt sich eine Fortsetzung der Spalte nach einer der Situationsrichtungen nicht wahrnehmen. Auch an dieser

[1]) W. v. Knebel, Vorläufige Mitteilung über die Lagerungsverhältnisse glazialer Bildungen auf Island. Zentralbl. f. Min. G. Jahrg. 1905. Profil. S. 544.

Stelle ist der Zusammenhang der Quellen miteinander bald nachzuweisen, desgleichen der mit dem vorhandenen Bodenwasser.

Die Beobachtungen an den Thermen Islands lassen es als sehr gewagt erscheinen, aus dem bloßen Auftreten von heißen Quellen und verwandten Erscheinungen auf das Vorhandensein langer Bruchspalten zu schließen. Der Fall von Klepjarnsreykil zeigt mit aufdringlicher Deutlichkeit, daß etwa vorhandene Spalten über das Ausbruchsgebiet nicht hinausreichen.

Thermen sind an Zerrüttungsgebiete geknüpft, bilden aber in diesen für sich abgeschlossene Gebiete. Nicht die Spalten, sondern das vorhandene Bodenwasser ist für ihren Bestand ausschlaggebend.

III.

Der Zusammenhang zwischen Fumarolen und Bodenwasser wird besonders dort klar, wo reichliche, aber periodische Niederschläge mit stark aufsaugendem Boden zusammentreffen, wie es das Gebiet Süditaliens zeigt.

Daß die süditalienischen Vulkane in einem weiten und großen Zerrüttungsgebiete liegen, hat vor kurzem erst wieder W. Kranz ausführlich gezeigt[1]).

Über die Natur der in dieser Gegend aufgeworfenen Massen liegen ausgezeichnete und scharfe Beobachtungen in den verschiedensten Sprachen mit außerordentlicher Reichhaltigkeit vor. Die Thermen freilich haben bislang wenig Beachtung gefunden. Kurze flüchtige Notizen, Temperaturangaben liegen vor, mehr nicht. Am genauesten ist die Solfatara bekannt. Sie hat durch H. Haas die letzte eingehende Besprechung erfahren[2]). Aber nur deswegen fand die Solfatara Beachtung, da sie etwas mehr hervortritt, und an dieser Stelle im 12. Jahrh. ein Ausbruch stattgehabt haben soll, ein Ereignis, das heute noch nicht sicher nachgewiesen ist. Höchstwahrscheinlich war das ganze Phänomen dieser Zeit nichts anderes als eine lebhaftere Solfatarentätigkeit. Ein Ausbruch, sei es klasmatischer oder rheuklastischer Natur wäre für die Zeitgenossen bedeutsam genug gewesen, um verzeichnet zu werden, war doch die ganze Gegend damals im Mittelpunkt höchsten politischen Interesses.

Die geringe Kenntnis der Thermen Süditaliens beruht zum größten Teil darauf, daß dieses Phänomen gegenüber den anderen vulkanischen Prozessen in dieser Gegend völlig zurücktritt. Ihre Verbreitung ist eine äußerst geringe. Sie gruppiert sich an zwei Stellen: Einmal an den phlegräischen Feldern entlang des Meeres von Bagnoli bis

[1]) W. Kranz, Vulkanismus und Tektonik im Becken von Neapel. P. M. Jahrg. 1912. S. 131 f.

[2]) H. Haas, Über die Solfatara von Pozzuoli. N. Jb. f. M. Geol. Jahrg. 1907. Bd. II. S. 65 ff.

Bajae, zum anderen auf der aus dem Meer aufragenden Insel Ischia.

Nur einmal wird aus einer anderen Gegend Süditaliens von Dampf-, bzw. Gasexhalationen berichtet. Es ist am Lago de Ansanto unweit von Frigento, halbwegs zwischen Neapel und dem Mt. Vulture[1]). Kohlensäure und Schwefelwasserstoff sollen aus stagnierendem Wasser auf die Erdoberfläche streben[2]).

Gelegentlich treten warme Quellen auch in der Gegend des Vesuv auf[3]). So wurde unter anderem ein Geiser bei Pompeji gelegentlich aufgeschlossen[4]). Allein nirgends erreichen sie eine Bedeutung. Um so häufiger sind die allenthalben zu beobachtenden Gasaustritte, welche bei Ausbrüchen des Vesuvs vielfach stärker hervortreten. Bei den Tunnelbauten in der Nachbarschaft Neapels stieß man wiederholt auf Dampfquellen und warmes Wasser[5]). Die überhohe Temperatur dieser Tunnel heutigentages ist nicht auf den lebhaften Bahnverkehr allein zurückzuführen, sondern auf die Tatsache, daß diese Dampfexhalationen auch gegenwärtig noch andauern. An zahlreichen Stellen kann man in den Tunneln unter dem Mt. Posilippo warmes Wasser an den Wänden und von der Decke tropfen sehen. Da es von den Seiten und von oben kommt, ist offenkundig, daß es durch Dämpfe erwärmtes Bodenwasser ist. Dieses hat aber in der ganzen weiten Umgebung von Neapel in dem Lockerboden, der das Gebiet erfüllt, Spielraum genug.

Das ganze Gelände um den Vesuv und um Neapel herum wird vorwiegend durch klasmatische Materialien aufgeführt. Rheumatitische Ergüsse nehmen nur eine geringe Verbreitung ein. Die periodischen Niederschläge, die in Süditalien 800 mm, in Neapel 830 mm erreichen[6]), verschwinden rasch im Boden. Der Mangel eines fließenden Tagwassers ist typisch.

Das nahe Meer setzt dem um so reichlicheren Bodenwasser seine Niveaugrenze. Dem Meeresspiegel wird dieses mit seinem unterirdischen Gefälle hinstreben. Daher treten denn auch alle »Thermen« nur entlang des Meeres in nicht allzu großer Entfernung von diesem auf. Nirgends kommt es zu Springquellen, die erregenden Fumarolen können allenthalben entweichen. Wo sie sich enge mit dem Boden-

[1]) Ch. Daubeny, Vulkane. Deutsch v. Leonhard. Stuttgart 1851. S. 118 f.

[2]) Bei meinem Besuche in Süditalien (1906) habe ich dieser Stelle keine Zeit widmen können. Auch in der einschlägigen Literatur, soweit sie mir zur Verfügung steht, konnte ich keine weiteren Notizen finden. Nach allem scheint es sich um einen Schlammvulkan zu handeln. Immerhin würde ein gelegentlicher Besuch dieser Örtlichkeit wünschenswert erscheinen.

[3]) Ch. Daubeny, l. c. 137 u. a.

[4]) E. Oddone, Sui geysirs e sui pseudogeysirs. B. S. sismol. Ital. 1908/09. Modena 1909. S. 89 f.

[5]) W. Deecke, Geol. Führer durch Campanien. Berlin. 1901.

[6]) J. Hann, Handbuch der Klimatologie S. 29 und 32.

wasser vermengen, wie in der Stufe di Nerone, werden Temperaturen von 67° und mehr erreicht. Wo aber das Bodenwasser geringer ist, treten die Fumarolen selbständig hervor wie in der bekannten Solfatara. Daß die Fumarolen an dieser Stelle Bodenwasser passieren, läßt sich an einzelnen Stellen festlegen. H. Haas vermerkt diese Erscheinung gleichfalls und führt aus, daß an einer solchen Stelle »die gurgelnden Geräusche des siedenden Wassers, das die etwa 2,7 m tiefe Höhlung (in der Solfatararegion) erfüllte, aber nicht bis zur Oberfläche, sondern nur bis zur Höhe von $^1/_2$ m unter dieser emporstieg«, deutlich vernehmbar waren[1]).

Die Verhältnisse auf Ischia sind im allgemeinen denen der phlegräischen Felder gleich. Auch hier treten die Thermen an der Küste hervor, weiter aufwärts aber nur Fumarolen. Weitere Schlüsse lassen sich aus den wenigen Studien an den Thermen Süditaliens nicht ziehen. Sie sind zu gering. Aber immerhin bieten sie Analoga zu denen Islands. Sind zwar größere Probleme im neapolitanischen Gelände noch immer offen, und beherrschen diese wohl noch auf lange die Interessen, so wird man doch daran gehen müssen, auch diesen untergeordneten Vorgängen das Augenmerk zu widmen. Immer aber bleibt es beachtenswert, daß trotz reichlicher Niederschläge, welche in dem Lockerboden rasch zur Tiefe eilen, keine bedeutenden Thermalquellen auftreten, sondern vielmehr nur Fumarolen, und daß sie eine bestimmte räumliche Anordnung besitzen und eine analoge Stellung haben wie in Island.

Ist auch die Behauptung von Fuchs vollinhaltig richtig, daß absolute Thermen, d. i. nach ihm Thermen mit mehr als 30°, an allen Stellen der Erde vorkommen, »unter dem Meeresspiegel liegen und auf den höchsten Gipfeln der Erde entspringen«, »vom Pole bis zum Äquator reichen«[2]), so ist doch in jedem einzelnen Falle genau ihr Verhalten zum Umlande festzulegen und das Verhältnis zum Bodenwasser festzuhalten.

IV.

Auf Grund der Kenntnis des tektonischen Gefüges und des geologischen Aufbaues des nordwestlichen Böhmens muß heutigentages die »böhmische Thermalspalte«, welche C. G. Laube zusammenfassend trefflich zu schildern wußte[3]), der »böhmischen Thermalzone« weichen. Sie beinhaltet das Erdenstück, das unter wechselnder geologischer Geschichte von der Elbe bis zum Fichtelgebirge und vom Erzgebirge bis zu den Kreideablagerungen südlich der Eger, bzw. zu dem stehengebliebenen Südflügel des Erzgebirges reicht. Innerhalb dieses Stückes treten die Thermen, kalte, warme und heiße, nicht längs einer

[1]) H. Haas l. c. S. 83.

[2]) Fuchs l. c. S. 535.

[3]) C. G. Laube, Exkursionen im Thermalgebiete d. nordw. Böhmens. Leipzig 1884.

gemeinsamen »Spalte« auf, stehen vielmehr jede für sich einzeln da, so daß man nur von einem zonenartigen Auftreten sprechen kann. Dabei ist der westliche Abschnitt reichlicher mit diesem Phänomen ausgestaltet als der Osten.

Im Osten und Westen ist nicht die eigentliche Grabensenkung die Heimat des topischen Vorkommens. In beiden Teilen sind es die Südflügel, die damit bestellt sind. Dort der porphyrische Südflügel des Teplitzer Porphyrstockes, hier der Granit des Kaiserwaldes. Dort erreichen die Thermen eine Temperatur, welche zwischen 28—46° schwankt, hier erreichen sie mit 74° die Höchsttemperatur. Somit besitzt der östliche Teil nur warme, der westliche heiße Thermen. Gering ist die Zahl der kalten Thermalquellen im Osten im Vergleich zum Westen, wo dieses Phänomen an einzelnen Stellen so häufig auftritt, daß nahezu jedes Dorf seinen Säuerling besitzt.

Beide Quellenkomplexe, der östliche, als auch der westliche treten nicht in jungvulkanischen Gebilden zutage, sondern entfernt von diesen auf, ein Umstand, auf den schon Laube mit Nachdruck hingewiesen hat[1]). Das Alter ist bislang in keinem Falle noch mit Sicherheit nachgewiesen, wenn auch schon ebenfalls Laube hervorgehoben hat, daß sie kaum älter als Miocän sind[2]). Sicher sind sie nicht gleichaltrig. Das östliche Phänomen ist relativ älter als das westliche und somit besteht der Satz zu Recht, daß die Thermen um so jünger sind, je weiter sie gegen Westen zur Erscheinung treten. Es spiegeln sich in der pneumatitischen Phase des Vulkanismus im Böhmen die der klasmatisch-rheumatitischen Phase wieder[3]). Es sind sonach die Teplitzer Thermen relativ älter als die Karlsbader, und diese wieder älter als die von Marienbad-Franzensbad.

Die Teplitzer Quellen treten, wie erwähnt, aus Porphyr aus. Dieser entspricht völlig dem erzgebirgischen, von dem er durch einen Grabenbruch abgetrennt wurde. An der Süd- und Ostseite wird der Porphyr von Pläner begrenzt, an der Nord- und Westflanke von der Braunkohlenformation. Der Pläner hat ehedem wohl den ganzen Porphyr überlagert, und oberturone Mergel sind durch Erscheinungen, welche mit den Thermen in Zusammenhang stehen, fluoritisiert worden. Auch Hornstein und Baryt wird in den Sandsteinen beobachtet. Da aber das Austreten der Thermen überhaupt von der Umhüllung des Porphyrs durch die untermiocänen Braunkohlensediments abhängig ist, so kann danach das Alter dieser Quellen nicht älter als untermiocän sein. Unter allen Umständen quollen im mittleren Tertiär an dieser Stelle bereits Thermen[4]).

[1]) C. G. Laube l. c. S. 10.

[2]) Ebenda S. 15.

[3]) K. Schneider, Vulkanologische Studien aus Island, Böhmen, Italien. Lotos 1906. Nr. 7/8.

[4]) Nach freundlicher Mitteilung von Prof. J. Hibsch.

Die Quellen treten an dieser Stelle in zwei Hauptgruppen auf. In ostwestlicher Gruppierung im Stadtbereich Teplitz und in nordsüdrichtung in Schönau. Außer diesen beiden Quellensystemen zeigen zahlreiche Hausbrunnen übernormale Wasser. Daß aber beide Gruppen in einem inneren Zusammenhang stehen, ergab sich mit untrüglicher Sicherheit im Jahre 1879. In diesem Jahre wurde am 10. Februar in einer Teufe von 60 m u. T. der Teplitzer Porphyrstock im Döllinger Schacht bei Dux (7 km Entfernung) angeschlagen. Ein Wasserbruch war die Folge, der sich rasch über die benachbarten Stollen »Fortschritt« und »Nelson« ausdehnte. Etwa 60 Stunden später am 13. Februar, begannen die Teplitzer Quellen plötzlich zu versiegen, und auch die Schönauer Thermen, sowie überhaupt alle im Porphyrstock auftretenden Quellen verschwanden später nach und nach. Die Janegger Riesenquelle, deren Temperatur 28° betrug, versiegte — für immer. Durch Verdämmung der Einbruchstelle konnte das Wasser der Thermen wieder gestaut werden, wenn es auch nicht mehr zum Tage in natürlichem Auftrieb kommt, und ein getriebener Schacht dem Quellengange entgegenkam[1]). Nachfolgende gleiche Ereignisse in den Gruben im Jahre 1887 und 1892 hatten nicht mehr diese nachhaltigen Folgen, da bereits gewisse Vorkehrungen getroffen waren. Da erwiesenermaßen trotz des für längere Zeit abgelenkten Wasserzuges an den Thermen von Teplitz und Schönau keine chemische Änderung eingetreten ist, »daß sich der Charakter der Quelle sohin erhalten hat«, zeigt deutlich darauf, daß die Genese der Thermen keine oberschächtige ist, daß aber ihr Auftreten mit dem Bodenwasser selbst zusammenhängt. Sobald dieses durch 7 km in der Luftlinie entfernte Vorgänge seinen Halt eingebüßt hatte, nahm es seinen Abzug nach dieser Richtung. Die eigentlichen Quellengänge blieben leer. Daß wirklich Thermenwasser abgezapft worden war, ging aus der hohen Temperatur des Schachtwassers hervor (+ 23°, um 13° höher als normal). Bei der Teufung nach den Quellen in Teplitz aber waren die Arbeiten von großen Wärmemengen stark behindert. Die Abzapfungsstelle lag 60 m unter dem Tagkranz, d. i. nahezu die gleiche Tiefe unter dem Quellenaustritte der Thermen in Teplitz.

Die Katastrophe vom Jahre 1879 hat für das Quellenproblem in Teplitz-Schönau ergeben: Alle Einzelthermen, die Teplitzer und Schönauer, stehen untereinander im Zusammenhang und haben demnach auch eine gemeinsame Ursache. Nur äußere Umstände können die verschiedene Temperatur bedingen. Das Anschlagen und Abzapfen des in dem Porphyrstock angestauten Bodenwassers, selbst

[1]) F. Katzer, Geologie v. Böhmen. Prag 1902. S. 390 f. — F. Suess, Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien-Leipzig 1903. — C. G. Laube, in Festschrift zur 72. Vers. deutscher Naturf. u. Ä. Karlsbad 1902. II. Bd. S. 255 ff.

in einer Entfernung von einigen Kilometern genügt, um den Stand des Bodenwassers gänzlich zu verändern und damit die Thermen völlig in Frage zu stellen (Janegger Riesenquelle). Die Schachtarbeiten bei den Neufassungsarbeiten zeigten hohe Temperaturen, welche mit den Temperaturen der Thermen nicht übereinstimmten, sondern weit übertrafen. Die an gleicher Stelle, wie ehedem neuerdings zutage tretende Therme ist durch nichts unterschieden von der der früheren, die Höhe des Wasserstandes ausgenommen.

Verwickelter und zugleich interessanter gestalten sich die Verhältnisse im Karlsbader Thermengebiet. Sie liegen nicht im eigentlichen Bruch- und Störungsterrain, sondern um wenige Kilometer abseits davon, innerhalb der Erosionsschlucht der Tepl. Will man versuchen, das Alter dieser Quellen festzustellen, so ist es nötig, einen kurzen Überblick über die in Betracht kommenden Verhältnisse zu geben. Durch die Tätigkeit des Wassers ist der Untergrund völlig aufgedeckt, durch zahlreiche Bohr- und Brunnenarbeiten, Grundaushebungen usw. eine reiche Fülle von Details zur Kenntnis gekommen, welche ihrerseits zahlreiche Beschreibungen und Theorien über das Quellenphänomen auslösten[1]).

Als eines der wichtigsten Ergebnisse aller dieser Erfahrungen ist die Tatsache, daß im Grunde des Tepltales und an seiner linken Flanke auf einer 1890 m langen und etwa 180 m breiten Zone Hornsteingänge aufgedeckt wurden, in welchen an einzelnen Stellen Granittrümmer angehäuft sind, die mit dem Hornstein zu einer festen Breccie verkittet sind. Nach v. Hoff, der die Bedeutung dieser Gänge wohl zum ersten Male richtig erfaßte, werden diese letzteren Gebilde kurz die Hoffsche Breccie genannt. Tatsache ist weiter, daß sämtliche Quellen mehr weniger mit diesen Hornsteingängen zusammenfallen oder doch knapp daneben zur Oberfläche gelangen.

Diese Hornsteingänge, auch Hornsteingranit genannt, streichen durchschnittlich mit N20°W bei vielfach saigerer Stellung oder doch mit wenigstens 80° gegen WSW fallend. Von Hoff hat sie als ein eine Dislokation erfüllendes Trümmergestein aufgefaßt. Allein ihre geringe Ausdehnung, ihr völliges Auskeilen in NNW und SSO, das mächtige Anschwellen gerade dort, wo heute noch die zahlreichen Thermen emporquellen, der Umstand, daß sie eigentlich an der Grenze der beiden Hauptgranitvarietäten, dem Dreikreuzberg und dem Hirschensprunggranit, verlaufen, lassen diese Auffassung nicht zu Recht bestehen. Die Verhältnisse erinnern mutatis mutandis an die oben geschilderten topischen Zustände der Quelle von Klepjarnsreykill. Gerechter wird man der Erklärung dieser Hornsteingänge,

[1]) J. Knett hat die ältere in Betracht kommende Literatur geschickt in seiner obengenannten Beschreibung des Bodens der Stadt Karlsbad wiedergegeben, so daß hier nicht weiter darauf eingegangen zu werden braucht.

wenn man an eine natürliche Kluft denkt, die keinen Zusammenhang hat mit den Erzgebirgsbrüchen. Ein solcher konnte ja auch noch nicht nachgewiesen werden. Daß solche natürliche Klüftungen und Höhlen in dem Granit bestehen, geht aus einer Reihe von Beobachtungen hervor, von denen nur jene hervorgehoben werden soll, welche A. Rosiwal bereits vor längerer Zeit niederlegte[1]). Bei den Beräumungsarbeiten in der Umgebung der »russischen Krone« im November 1893 wurde in der Richtung der Quellenspalte eine höhlenartige Erweiterung festgestellt von etwa 3,5 m in die Länge, 1 m in die Breite und 4 m Tiefe. Sie war bis 1,5 m mit Granitdetritus und reinem Eisenocker ausgefüllt. Die Herkunft dieses Granitdetritus war naheliegend. Er wurde hineingeschwemmt. Ob die Granitbrocken der Hoffschen Breccie in die klaffende Schlucht vom Tage gebracht wurden, mag einstweilen dahingestellt bleiben. Naheliegend ist die Vermutung, wenn beachtet wird, daß die Hornsteingänge das Herrschende in der Erscheinung sind und nicht die Breccie, reine Hornsteingänge von bedeutender Mächtigkeit ($^3/_4$ m) knapp neben den Breccien streichen.

Die Hornsteine sind in ihrem Aussehen keineswegs einheitlich. Es lassen sich hell- und dunkelgraue unterscheiden, neben ihnen kommen untergeordnet hellgelbe bis rote vor. Die dunkelgrauen Massen werden von den hellgrauen durchsetzt, die hellgelben und roten treten aber nur am Ausstreichenden und auch da nur sehr selten auf. Wie aus Abbildung Taf. III, Fig. 1 zu ersehen ist, zeigen aber auch die Hornsteingänge keine homogene Ausbildung. In der dunklen Masse sind kleine fragmentarische Individuen des hellen Hornsteines. Schon mit freiem Auge sucht man vergeblich nach den scharfen Ecken und Kanten. Diese sind abgerundet, abgeschliffen. Es sind Korrosionsformen, die man beobachtet.

Mit den Hornsteingängen tritt eine Reihe anderer Begleiter auf. Am Stadtturmfels konnte schon J. Knett feststellen, daß sie »schwache anliegende oder im Nebengestein verlaufende Aragonitmitstreicher« haben[2]). Ein weitaus beachtenswerter Begleiter ist Pyrit. Er tritt als Besteg auf, in einer Mächtigkeit bis 2 mm, durchschwärmt den Granit in schwachen, bis $^1/_2$ cm und mehr mächtigen Schnüren, streicht quer zu den Hornsteinen, um in der Regel an und in ihnen zu vertauben (Taf. III, Fig. 2). In einzelnen Fällen durchdringt er die Hornsteinmasse und bildet dann oftmals kleine Nester in dieser. Das Vorkommen von Baryt an den Hornsteinen ist gleichfalls schon lange festgestellt worden.

Das Zusammentreffen der verschiedenen Hornsteine, das Vorkommen von Aragonit, Pyrit und Schwerspat läßt auf genetische Beziehungen schließen. Danach sind alle insgesamt nacheinander ab-

[1]) A. Rosiwal, Jb. d. geol. R. A. 1894. S. 703.
[2]) l. c. S. 21 Anm. 1.

gesetzte Quellenprodukte, und zwar derartig, daß der Hornstein das älteste, Pyrit, Baryt, Aragonit das jüngere Quellenprodukt sind[1]).

Angesichts der Tatsachen, wie sie die Natur erkennen läßt, kann man unmöglich der von J. Knett gegebenen Erklärung zustimmen[2]), in den Hornsteinen »zweifellos die Kieselsäure als ältesten, vielleicht schon unter der Wasserbedeckung des Karlsbader Gebirges begonnenen Kaolinisierungsprozeß zu betrachten«.

Außer den genannten Tatsachen, den Durchknetungen, Kreuzungen, Korrosionsformen usw. den verschieden gearteten Hornsteinen spricht vor allem dagegen der Umstand, daß der Granit, in welchem die Hornsteine streichen, völlig intakt ist, und gerade die Granitfragmente, welche in der Hoffschen Breccie vorhanden sind, von einer Natürlichkeit und Frische sind, welche am letzten zu erwarten wäre, wollte man Kaolinisierungsprozesse bei der Genese festhalten. Der Hornstein des Thermengebietes unterscheidet sich makroskopisch typisch vom Kaolinisierungsquarz durch seine Farbe und seinen Bruch. Vergebens sucht man den typischen Fettglanz des Quarzes bei dem Hornstein wie wieder der eigene Bruch dem anderen mangelt. Die dunkel- und hellgraue Farbe des Hornsteines wird niemals bei den Quarzadern in den nahen Kaolingruben gesichtet.

Schon v. Hochstetter[3]). hat die Hornsteingänge bei Karlsbad in Parallele mit den Hornsteingebilden von Teplitz gesetzt, wobei er freilich für beide eine sedimentäre Genese annahm. Für das Teplitzer Vorkommen ist die thermale Natur der Hornsteine längst erkannt. Nun ist aber für den Kaolin des Karlsbader Gebietes gezeigt, daß er nicht durch Verwitterungsvorgänge vom Tage aus entstanden sein kann, wie noch Knett ausführte, sondern auf pneumatolitische Vorgänge zurückzuführen ist. Weinschenk[4]), Rössler[5]), de Launay[6]) haben dies gezeigt. Infolgedessen ist es ohne Zweifel, daß auch für die Karlsbader Hornsteingänge gleiche Ursachen anzunehmen sind. Das ganze Vorkommen dieser Gebilde deutet darauf hin, daß ehedem an dieser Stelle kieselsäurereiche Quellen sprudelten und dem Erdtiefen entquollen, denen in der Folge das $CaCO_3$-haltige Wasser folgte. Diese Thermen hatten wohl eine höhere Temperatur als die heutigen Tages. Betrachtet man das Durchquellen der verschiedengefärbten Hornsteine, so kommt man zu der Anschauung, daß diese SiO_2-Absätze in dem weiten Quellenschachte

[1]) Es sei darauf aufmerksam gemacht, daß am Schloßbrunnfels zum Streichen der Hornsteingänge ein etwa 1 dm mächtiger saiger stehender Eisenockergang gelegentlich aufgeschlossen wurde.

[2]) l. c. S. 20.

[3]) F. v. Hochstetter, Karlsbad u. seine geognostischen Verhältnisse. Karlsbad 1856. S. 33.

[4]) Grundzüge d. Gesteinskunde I. Freiburg 1906. S. 150.

[5]) N. Jb. f. Min. Beilageband 15. Jahrg. 1902. S. 38.

[6]) Bull. soc. géol. 16. Jahrg. 1888. S. 1064.

gelatinierend und weich waren, ehe sie später zu dem Hornstein erhärteten, ein Vorgang, wie er oben nach v. Hochstetters Schilderung für die Quelle Puia ti mimi-a-Homaterangi ausgeführt worden ist. In diese weiche Masse fielen an einzelnen Stellen vom Tage die Granitbrocken und wurden verpacken. Nur so ist das brüchige Material der Breccie erklärlich. Beachtenswert bleibt dabei, daß diese Breccie gerade in dem auch morphologisch steil gestalteten oberen Teil des heutigen Tepltales vorwiegend auftritt, sich gerade um den Schloßberg findet, so daß schon v. Hoff meinte, der Schloßberg sei als herabgestürzte Trümmermasse anzusehen.

Klaffende Spalten, welche normal zu benachbarten Brüchen liegen ohne aber mit ihnen in weiterem Zusammenhang zu stehen, sind möglich[1]). Daß aber im Tertiär SiO_2-beladene Thermen in Böhmen vorhanden waren, ist durch Sokol gezeigt worden[2]). Durch seine Untersuchungen des böhmischen Pfahles von Furth i. W. bis Ronsperg weist er nach, daß die Genese dieses sonderbaren Gebildes in Zusammenhang zu bringen ist mit »aus der Tiefe emporquellendem, mit Kieselsäure beladenem Wasser einer Thermallinie.«

Was Sokol für den böhmischen Pfahl anführt, ist auch für eine Reihe von Quarzgängen innerhalb der Tepler Platte anzunehmen. So tritt z. B. bei Prosau ein Quarzgang auf, der zu industriellen Zwecken aufgeschlossen worden war, aber wieder aufgelassen werden mußte, da er zu sehr mit Pyrit vermengt war. Der Gneis, in welchem dieser Quarzgang auftritt, ist völlig intakt.

Schwierig gestaltet sich die Frage nach dem Alter dieser Urtherme von Karlsbad. Ist die ungelöste Frage nach der Herkunft der Quarzitblöcke in Verbindung zu bringen mit der SiO_2-führenden Thermen, so ergibt sich ein Alter, das dem mittleren Oligocän.[3]) entsprechen würde. Das würde aber zur Folge haben, das Alter der Urtherme vor die Falkenauer Erzgebirgsbrüche und vor die Tätigkeit des nahen Duppauer Vulkanes anzusetzen. Nun zeigen aber die Hornsteingänge keinerlei Störungen, wie sie unbedingt erwartet werden müßten, wenn die Gänge zur Zeit der großen nachbarlichen Krustenbewegungen im Oligocän bereits vorhanden gewesen wären. Vielmehr haben diese Krustenstörungen erst wohl den Anlaß zu den klaffenden Spalten gegeben, innerhalb deren die SiO_2-Gebilde abgesetzt wurden. Aus tektonischen Gründen wird man daher zu der Anschauung geführt, als frühestes Alter die Karlsbader Urtherme das obere Oligocän bis Miocän anzusetzen, d. h. sie würde damit altersgleich den ersten Regungen des nahen Duppauer Vulkanes, die nach dem Aquitanium, also Beginn des

[1]) E. Reyer, Geologische Prinzipienfragen. Leipzig 1907. S. 114 ff. — Höfer, Sitzb. d. W. Ak. Wiss. I. 1910. S. 347.

[2]) Bull. intern. de l'acad. d. sc. d. Bohème. Jahrg. 1911. Sep. 13.

[3]) Knett, Übersichtstabelle der geol. Verhältnisse v. Kb. l. c. S. 10/11. — F. Katzer, Geologie v. Böhmen. 2. Aufl. Prag 1902. S. 1361.

Miocäns einsetzten[1]). Während bei diesem die weniger sauren basaltischen Magmen in die Erscheinung traten, waren bei Karlsbad saure Quellen analog den rezenten isländischen Verhältnissen, wo heutigen Tages die sauren Quellen dominieren, während die tätigen Feuerberge basaltische Magmen fördern. Nun hat aber schon Gümbel darauf hingewiesen, daß der Veitsberg in südöstlicher Verlängerung der Karlsbader Thermenlinie liegt, und daraus auf einen inneren Zusammenhang beider zueinander geschlossen. Der Veitsberg besteht aus Leucitbasalt[2]). Leucitbasalt bildet in dem Duppauer Vulkan, zu dem der Veitsberg zu zählen ist, wenn er auch eine selbständige Bildung darstellt, das jüngste Eruptionsprodukt. Die Tätigkeit des Vulkans war mit dem Pliocän beendet. Infolgedessen muß, sofern man einen genetischen Zusammenhang zwischen dem Vulkan und der Therme annimmt, das Alter der letzteren mit Pliocän angenommen werden. Somit schwankt die Altersangabe vom oberen Oligocän bis Pliocän, doch dürfte die letztere das Richtige treffen. Sicher kann man das Vorhandensein der Karlsbader Urtherme erst im Pliocän annehmen.

Als SiO_2-Quelle bestand die Urtherme von Karlsbad bis zum Erde des Tertiär. Erst mit dieser Zeit trat der Wechsel ein, denn als $CaCO_3$-Quelle läßt sich das Alter der Karlsbader Therme erst mit dem Beginn des Diluviums festsetzen. Welches die Ursache dieses plötzlichen chemischen Wechsels war, ist eine offene, wohl nie zu beantwortende Frage. Ein solcher chemischer Wechsel ist auch an anderen Thermen bereits nachgewiesen worden. So treten $CaCO_3$- und SiO_2-Lagen abwechselnd auf bei Billom und Vic le Comte in der Auvergne. An der Celestinerquelle zu Vichy sind Aragonitabsätze zu beobachten, die heutigen Tages nicht mehr abgesetzt werden, während die Thermen von Mont d'Or, ebenso wie die von Clermont-Ferrand ehedem SiO_2 absetzten, zurzeit aber nur Eisenocker niederschlagen[3]).

Daß ein Wechsel in den Förderprodukten der Vulkane nichts Außergewöhnliches bedeutet, ist durch die Beobachtungen an rezenten Feuerbergen vielfach erhärtet. Zahlreiche Beispiele lassen sich dafür erbringen, daß Vulkane von saurer zu basischer Förderung übergehen[4]), eine Tatsache, welche schon v. Richthofen feststellte, und die Doelter dahin ausführte, daß für die tertiären Vulkane es geradezu die Regel ist, daß auf saure basische Produkte folgen[5]). Insbesondere sei auf den Vesuv hingewiesen, bei welchem sich zeigt, daß die Rheumatika einen immer geringeren SiO_2-Gehalt aufweisen[6]). Bei der Karlsbader Therme muß

[1]) K. Schneider, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. S. 154.
[2]) J. Knett l. c. S. 28.
[3]) R. Delkeskamp, Die Entstehung v. Mineralquellen. Zschr. f. d. gesamte Kohlensäureindustrie. Jahrg. 1908. Nr. 14 u. 15.
[4]) G. Mercalli, I vulcani attivi della terra. Milano 1907. S. 250—254.
[5]) C. Doelter, Petrogenesis. Braunschweig 1906. S. 98.
[6]) Ebenda S. 98.

aber eine plötzliche Änderung der chemischen Bestandteile eingetreten sein, wie es so häufig an den erloschenen und tätigen Feuerbergen zu beobachten ist.

Dieser Wechsel hat stattgefunden mit Ende des Tertiär zum Diluvium. Aus jener Zeit stammen die ersten geologischen Beweise für das Vorhandensein der heutigen $CaCO_3$-führenden Karlsbader Therme. Schon J. Knett hat diese Altersbestimmung gegeben und gezeigt, daß der »Sprudelschale Karlsbads ... notwendigerweise ein inter-, wenn nicht vordiluviales Alter« zuzuschreiben ist[1]).

Die Sprudelschale ist das Absatzprodukt der heutigen Therme. Ihr Absatz erfolgt aber nicht vom Tage, sondern von Innen heraus. Auch darauf hat Knett bereits verwiesen, indem er ausführte, daß »echter Sprudelstein sich heute vor unseren Augen nicht absetzt, wohl aber bildet er sich in geringen Mengen unter ganz besonderen Umständen in der Tiefe«[2]). Suess d. J. war es, den der Nachweis geführt hat, daß die Bildung der Karlsbader Sprudelschale unter Wachstumsdruck der Aragonitkristalle von innen heraus erfolgt[3]). Damit aber ist die Knett-sche Anschauung »die heutige Sprudelschale (im Teplbett) ist nur das unterste Stockwerk eines natürlichen Sprudelgebäudes, dessen Höhe ehedem weit über den Horizont des Schloßberges hinaufreichte,« in Frage gestellt[4]). Es unterliegt keinem Zweifel, daß zwischen der Erosion der Tepl und der Sprudelschale ein ständiger Kampf erfolgt, in welchem die letztere der unterliegende Teil ist. Ist aber die Vorstellung richtig, daß vor der neuanhebenden Erosion die Sprudelschale schon gewissermaßen fertig stand, und diese nunmehr zersägt wurde, so müßte doch eine ständige Konstanz der Sprudelschale von ihrem höchsten Stand bis zur heutigen Talsohle wenigstens in Resten nachzuweisen sein. Dies ist jedoch nicht der Fall. Vielmehr zeigen sich nur drei in größeren oder geringeren Etappen erfolgte Rückstände, welche drei Uferterrassen der Tepl entsprechen. Diese Terrassen entsprechen Stillstandslagen der Erosion, Aufbauetappen des Sprudels und gliedern sich harmonisch ein in die Entwicklungszustände der Flußerosion im Diluvium-Alluvium Böhmens.

Zum Beweis dessen ist es nötig, die geologisch-morphologischen Verhältnisse des unteren Tepllaufes etwas ausführlicher zu schildern. Vom Veitsberg (639 m) überschaut man nach NW. den unteren Tepllauf in seiner Länge. Deutlich tritt von hier aus die Tatsache in die Erscheinung, daß einem schmalen Tale plötzlich nach Nordwest zu eine Verbreiterung erfolgt, welche im NO. abgeschlossen ist durch den Granitrücken des Dreikreuzberges, Ewiges Leben, im SW. durch die Wilhelmshöhe mit dem Rohankreuz und der Franz Josefs Höhe. In diese Talweitung ist

[1]) l. c. S. 50.
[2]) Ebenda S. 35.
[3]) M. d. geol. Ges. Wien. Bd. II. 1909. S. 391 ff.
[4]) Knett l. c. S. 49.

der Lauf der Tepl eingelassen. Durch kurze seitliche Zuflüsse ist diese alte Talung aufgelöst und zergliedert. Vom Veitsberg aus ist der dem Beschauer nächste Rest heutigentages durch das neue Imperialhotel verbaut. Bei der Grundgrabung wurden Höhenschotter aufgeschlossen, Beleg dafür, daß man es hier tatsächlich mit altem Talboden zu tun hat. Der Stadtturm von Karlsbad mit 399 m. ü. d. M. ist der weitere Rest dieses alten Talbodens gegen NW. Ihm gegenüber liegen die Schindlerfelder, gleichfalls mit Höhenschotter bedeckt, die ihrerseits das Gelände von Kl. Versailles als Gegenstück haben, das weitaus größte und ausgedehnteste restliche Talstück dieses alten Flußtales.

In diesem alten pliocänen Talunterlauf schob sich die Tepl von SW. gegen NO. Der Gleithang von Kl. Versailles, der Steilhang am gegenüberstehenden Gehänge ist Beleg dafür. Der Fluß wurde durch die Hauptrichtung der Ureger gegen NO. in diese Richtungsänderung gedrängt. In diesem Stadium der Tepl war die $CaCO_3$-Therme von Karlsbad, kurz der Sprudel genannt, bereits vorhanden. Der Stadtturm, steht auf den Resten dieser alten ersten Sprudelschale. Die letzten Aufschlüsse im Jahre 1910/11 haben sie zum letzten Male aufgedeckt (Taf. IV, Fig. 1). Spärliche Schottermassen liegen in ihren von Tag her eingearbeiteten Vertiefungen, meist sind es grobe zusammengebackene Grobsande. Der $CaCO_3$-Sinter unterscheidet sich von dem rezenten in keiner Weise, nur die Verwitterung hat ihn etwas mürbe gemacht.

Als mit dem Anheben der Erosion im Diluvium das Flußsystem Böhmens aus seiner Höhenlage allenthalben sich tiefer zu legen begann[1]), unterlag auch die Tepl diesem allgemeinen Gesetz und arbeitete sich zur Tiefe. Dadurch trat der Sprudel und die Tepl in einen gegensätzlichen Kampf, bei welchem der Sprudel insofern unterlag, als seine Absätze nicht zur Ablagerung kamen, sondern vom Flußwasser weiter getragen wurden. Erst als mit dem mittleren Diluvium in dem Erosionswerk des Flußsystems Böhmens ein neuerlicher Stillstand eintrat, wurde auch die Tepl festgelegt, der Sprudel konnte seine Absätze am Ort zum Aufbau einer neuen Sprudelschale benutzen. Dadurch kam die heute in einzelnen Resten erhaltene mittlere Sprudelschale (II) zur Ausbildung und Entwicklung.

Sie ist in größeren Resten erhalten. Die Reste am rechten Teplufer, auf denen teilweise die Kirche fundiert ist, und die auch bei dem Baue anderer Häuser in der Umgebung aufgeschlossen wurde, hat Knett beschrieben[2]). Schon E. Ryba hat die richtige Deutung dafür vor langer Zeit gegeben[3]). Am linken Ufer der Tepl wurden die entsprechenden Gegenstücke ebenfalls wieder 1910/11 aufgeschlossen, um für lange

[1]) K. Schneider, Zur Orographie und Morphologie Böhmens. Prag 1908. S. 193—194.

[2]) l. c. S. 45 f.

[3]) J. E. Ryba, Karlsbad und seine Heilquellen. Prag 1828.

Zeit nunmehr als völlig verbaut, verborgen zu sein. Dieses mittlere Niveau (II) liegt ungefähr 14 m unter den ältesten Resten etwas 5 m über dem heutigen Sprudel (Taf. IV, Fig. 2). Auch hier hat die Teplerosion gewirkt und Kolke in das wenig widerstandsfähige Material eingearbeitet (Taf. III, Fig. 3). Aber den Ablagerungen nach zu schließen, welche noch erhalten sind, war dieses Stillstandsstadium ein beträchtliches. Die Wasserführung und damit auch der Gerölltransport der Tepl war in dieser interglazialen Zeit gering. Der Aufbau der Sprudelschale von innen heraus und auch durch oberflächlichen Absatz (die Kirchenterrasse ist aus Sprudelstein und Erbsenstein zusammengesetzt) konnte ruhig vor sich gehen, denn die Teplwässer gingen damals aller Wahrscheinlichkeit zum weitaus größten Teil durch das Aicher Gelenk bei dem heutigen Aich in dem südwestlichen parallelen Talweg zur Eger[1]). Sind auch aus der näheren Umgebung keine direkten Beweise dafür vorhanden, so ist auf Grund der Flußentwicklung in Böhmen überhaupt diese Zeit zusammenfallend mit der des Auftretens des Mammuth in Böhmen[2]).

Mit dem Ende des Diluviums beginnt die letzte Periode des Neuerwachens der erosiven Tätigkeit der Flüsse Böhmens und damit auch der Tepl. Sie ist nur von kurzer Dauer. Allenthalben im Lande ist der Abstand der Mittel- und Tiefterrasse der Flüsse des Landes ein geringer. Im Unterlaufe größer, geringer im Mittel- und Oberlauf. An der Tepl in der Sprudelgegend kaum 5 m. Hier beginnt nach dieser Erosionszeit eine Aufbauepoche für den Sprudel. Weit über seine heutige Austrittsstelle bis fast knapp vor den Puppschen Hotelanlagen sind Sprudelschalenreste und ziehen sich unter den Häusern gegen den Sprudel. Beim Niederreißen des Hauses »Goldener Schild«, in unmittelbarer Nachbarschaft des Theaters, kaum 1 m unter Tag wurde die Sprudelschale angefahren. Um so auffallender ist die geringe Verbreitung der Sprudelschale flußabwärts. Es erhebt sich die Frage: Sind die Sprudelschalenreste flußaufwärts Gebilde des Sprudels, oder gehören sie anderen selbständigen Quellenaustritten an, die heute versiegt sind?

Der Mangel eines diesbezüglichen Aufschlusses läßt die Frage offen. Sicher kann wohl aus dem bisherigen gefolgert werden, daß der Sprudel von allem Anfang an an der heutigen Stelle zutage trat, haben Verlegungen des Mundloches auch wiederholt stattgehabt. Der Entwicklungsprozeß zwischen Tepl und Sprudel vollzog sich nur in geringen örtlichen Ausbruchsverlegungen an dieser Stelle und nahm einen Verlauf, wie ihn das Profil (Fig. 3) in mehr schematischer Weise zur Darstellung bringt. Unmöglich ist aber zu denken, daß die Sprudelschalenreste im Oberlauf über dem Sprudelaustritt vom Sprudel selbst herrühren. Vielmehr drängt sich die Vermutung auf, anzunehmen, daß ehedem im

[1]) Knett l. c. S. 4.

[2]) K. Schneider, Zur Orographie und Morphologie Böhmens. Prag 1908. S. 224.

Oberlaufe einzelne selbständige Quellenaustritte vorhanden waren, deren Sinterabsätze eben die heute wiederholt aufgeschlossenen Reste sind. Zu dieser Vermutung wird man gedrängt, wenn man dem heutigen topischen Verhalten einzelner Thermenaustritte im Oberlaufe, d. i. oberhalb des Sprudels Aufmerksamkeit widmet.

In seiner südlichen Fortsetzung findet sich eine Therme, welche knapp noch als »warme« angesprochen werden kann (21°). Es ist die Stephaniequelle. Nachbarlich zu ihr tritt der Dorotheensauerbrunnen zutage. »Schon im 18. Jahrh. hatte man dortselbst besonders bei bevorstehenden Gewittern Gasdetonationen vernommen und zur Bezähmung des »Spukes im roten Hause« Messen lesen und Arme mit Brot beteilen lassen. Die Ausströmungen von Kohlensäure waren seit jeher so beträchtlich, daß an mehreren Stellen kein Gras wuchs.« Bei Beräumungsarbeiten im Jahre 1884 wurden die Quelladern dieser Therme bloßgelegt und

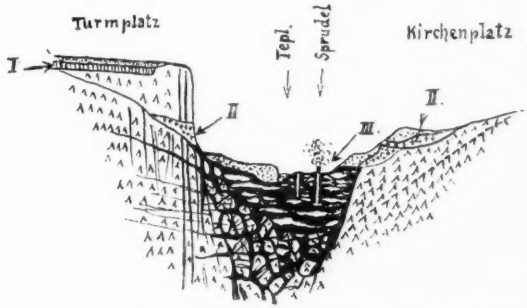


Fig. 3. Schematisches Profil der Entwicklung des Karlsbader Sprudels zum Teil nach J. Knett: I, II, III Reste der Sprudelschalen in verschiedenen Altersstadien.

gefaßt. Man hatte ein stagnierendes Thermalwasser erreicht, das im Vergleich zu den übrigen Karlsbader Quellen nur die Hälfte der festen Bestandteile enthält und sich auch durch den Eisen- und Kohlensäuregehalt unterscheidet. »Daß man aber bei fortgesetzter Arbeit ein Mineralwasser von größerer Konzentration und Wärme erlangt hätte, steht außer Zweifel[1]).« Allein auch sonst treten in dem Stück zwischen Stephaniequelle und Sprudel, allerdings hoch über dem Teplniveau, am Laurenziberg Säuerlinge auf. Es sind Gasemanationen, die auf Tagwasser stoßen. »Unter jedem ist Thermalwasser zu vermuten, und man würde dasselbe durch Grabungen auch sicherlich an jedem Orte erlangen, aber emporheben müssen, weil das Terrain die Maximalspannungs- oder kurzweg Steighöhe überragt«[2]). Im Teplniveau, auf der alten Sprudelschale stehen zahlreiche Häuser. Es wurde berichtet, daß in einzelnen

[1]) Knett l. c. S. 103 f.
[2]) Ebenda S. 44.

(Goldener Schild) fallweise in den Kellerräumen starkes Getöse wahrgenommen wurde. Alles dieses zusammen genommen, die Säuerlinge, die vereinzelte Therme, das Bodengeräusch deutet darauf hin, daß ehedem südlich des Sprudels selbständige Quellenaustritte vorhanden waren, deren Material höchstwahrscheinlich die weite Sprudelschale aufbaute. Aber wie im Geisergebiete auf Island die tiefstgelegenen Springquellen ihre Tätigkeit bewahren und erhalten, während die höhergelegenen nachlassen, bzw. sogar erlöschen, war auch hier der gleiche Entwicklungsprozeß. Die Tepl hat ihren wesentlichen Anteil an dem Verlöschen dieser Thermen durch Abzapfen und wohl auch durch fallweises Überschwemmen und Geröllführung.

Seit historischer Zeit ist der Wechselkampf, der zwischen Tepl und Sprudel besteht, vielfach durch Menschenhand geregelt und in geordnete Bahnen gebracht. Sicherlich ist das Gegenwartsstadium ein solches des Aufbaues der Sprudelschale. Knetts Behauptung, daß sich »echter Sprudelstein vor unseren Augen nicht« absetzt[1]), ist nur eine bedingte Wahrheit, denn durch Suess d. J. ist die Genese der Sprudelschale durch Kristalldruck von innen heraus gezeigt, und daß sich das »Sprudelbergl hebt« — die einzige zutage tretende Stelle der Sprudelschale im Teplbette — »ist eine von alters her beobachtete Tatsache«[2]).

Faßt man das über den Karlsbader Sprudel Auseinandergesetzte nochmals kurz zusammen, so ergibt sich folgendes: Mit dem Ende des Pliocäns ist an dieser Stelle bereits ein Thermalgebiet, durch welches heißes Wasser zutage gefördert wird, das sich durch Kieselsäuregehalt auszeichnet. Die Austrittsstelle lag im allgemeinen unweit der heutigen Sprudelquelle im Schloßbrunnengebiet, um ein wesentliches höher als das heutige Teplbett. Mit dem Ende des Tertiär, Beginn des Diluviums, trat ein plötzlicher Wechsel im Chemismus der Quelle ein, indem an Stelle des SiO_2-Gehaltes ein solcher von $CaCO_3$ eintrat. Dieser zeichnet die Quelle bis zum heutigen Tage aus. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß man gleichzeitig an eine Temperaturerniedrigung denken muß. Noch im Beginn des Diluviums lag die Austrittsstelle des Sprudels um ungefähr 19 m höher als heutigen Tages. Analog dem Entwicklungsprozeß des Flußsystems in Böhmen zeigt auch der Sprudel in seinen erhaltenen »Schalenresten« eine Tieferlegung mit dazwischenliegenden Stillstandsperioden. Im jüngsten Diluvium-Alluvium waren aller Wahrscheinlichkeit nach südlich des Sprudels Thermalquellen, welche in der Folge durch die Tepl wieder abgezapft wurden.

Aus der geologischen Geschichte des Karlsbader Thermengebietes ist zu ersehen, daß der Begriff der »Stetigkeit« für Thermen ein recht beharrlicher genannt werden kann, daß aber die Stetigkeit nicht ausgedehnt werden kann auf Temperatur, Chemismus und

[1]) l. c. S. 35.
[2]) Knett l. c. S. 47.

Wassermenge. Aus einer SiO_2-Quelle wurde eine $CaCO_3$-Quelle, und auch die Temperatur ging ohne Frage wesentlich zurück. Die Temperatur ist aber auch heutigen Tages, wo tägliche Kontrollmessungen vorliegen, keineswegs stetig, ebensowenig wie die Wasserergiebigkeit eine stetige ist. »Vor allen anderen Thermen ist durch die Empfindlichkeit seiner Temperatur analog wie bezüglich der Ergiebigkeit der Schloßbrunn eine besonders ausgezeichnete Quelle«[1]). Die Messungen der einzelnen Quellen zeigen das gleiche Verhalten. Rosiwal hat in seiner oben genannten Studie die Schwankungen der Quellenergiebigkeit graphisch dargestellt. Er zeigt, daß diese recht bedeutend ist. Nach den Messungen der Stadt in der Zeit zwischen 1869—1894 ergab der Sprudel als unteres Extrem im Frühjahr 1874 1626 l/m, im Frühjahr 1881 2664 l/m als Maximum. Im Frühjahr 1901 (8. 3. 1901) wurden 3040,5 l/m gemessen[2]). Innerhalb von wenigen Tagen schwanken die Quellen dieses Thermengebietes um ein Beträchtliches[3]), eine Erscheinung, die auch an anderen Thermen gemacht werden kann. So ist z. B. an den Nauheimer Quellen nachgewiesen, daß die Konstanz der Wasserführung »nicht so vollständig ist, wie bisher von seiten der die tiefen Quellen analysierenden Chemiker angenommen worden ist«[4]).

Auch die Temperatur ist keineswegs eine stetige. Daß die kleinen Thermen des Karlsbader Quellenkomplexes größeren Schwankungen unterworfen sind, ist seit langem bekannt. Gleiches Steigen und Fallen zeigt auch der Sprudel selbst. Abgesehen von den älteren Messungen, welche 66—75° angeben[5]), zeigen die Beobachtungen von 1869—1894 ein Intervall von 72,5—74,8°[6]), also 2,3°. Man kann füglich behaupten, eine Stetigkeit in Wassermenge und Temperatur gibt es bei Thermen nicht, sobald genaue Beobachtungen vorgenommen werden. Diese Art von Stetigkeit ist aber ein Hauptargument der Theorie von den juvenilen Quellen.

Der Zusammenhang zwischen Quellenergiebigkeit und Grundwasserdruck ist in Karlsbad schon lange festgestellt worden[7]). Je höher der Wasserstand der Tepl, um so größer die Wassermengen der Thermen. Erhöhter Wasserstand an der Oberfläche der Erde bedingt aber einen erhöhten Grundwasser und damit Bodenspiegel. Je nach der Gesteinsart, in welcher der Grundwasserstrom vor sich geht, ist Ursache und Folge rascher aufeinander stoßend. Die Niederschlagsmengen, welche im

[1]) A. Rosiwal l. c. S. 694.

[2]) Knett l. c. 78.

[3]) Es ist mir nicht erlaubt, in der vorliegenden Abhandlung mit detaillierten Zahlen zu kommen. Ich mußte mich auf bereits veröffentlichte Daten stützen. Hoffentlich wird das diesbezügliche Zahlenmaterial für wissenschaftliche Zwecke einmal freigegeben werden.

[4]) Lepsius, Notizbl. d. Ver. f. Erdk. etc. zu Darmstadt 1908. S. 7.

[5]) Knett l. c. 78.

[6]) Rosiwal l. c. 688 Tabelle.

[7]) Knett l. c. 63.

Boden versickern und durch das natürliche Kluftsystem zur Tiefe gehen, kommen erhöhend oder vermindernd zur Geltung.

Nun konnte Rosiwal bei seiner Gegenüberstellung der Niederschlagsmengen und der Quellenergiebigkeit in Karlsbad keinen Zusammenhang feststellen, aber er zeigte auch, daß die Wassermengen der einzelnen Quellen im Verhältnis zueinander in einer gegenseitigen Undulation sich befinden. Schloßbrunnen und Sprudel widerstehen sich nahezu. Ein ähnliches Verhalten zeigen auch die anderen Quellen.

Dieser Widerspruch findet seine Erklärung, wenn man sich vergegenwärtigt, daß durch den Druck des Bodenwassers die höhergelegenen Quellen eine natürliche Drosselung erfahren müssen, wodurch die Spannkraft des Sprudels verstärkt wird. Das aber deutet darauf hin, daß man es in dem Karlsbader Quellengebiet mit einem weiten flächenhaften Bodenwasser zu tun hat, das nicht von dem engen Niederschlagsgebiet allein abhängig ist.

Daß diese Behauptung zu Recht besteht, geht aus einer Tatsache hervor, welche der Teplitzer Affäre analog ist. In dem Mariaschacht Nr. 2 der Britanniagewerkschaft zu Falkenau wurden 1902/03 an der Sohle im Grundgebirge warme Wässer angefahren[1]). Die Sohle steht um viele Meter tiefer als das Mundloch des Karlsbader Sprudels. Trotz der weiten Entfernung der beiden Austrittspunkte (über 20 km Luftlinie) nahm die Wassermenge in Karlsbad ab, der Schloßbrunnen drohte zu versiegen. Die von der öst. Regierung im Mai 1906 eingesetzte Kommission zur Untersuchung der schwebenden Angelegenheit hat ihre Arbeiten noch nicht beendet. Es kann hier ihren Ergebnissen nicht vorgegriffen werden. Im Interesse der Wissenschaft aber ist zu erwarten, daß die diesbezüglichen Studien und Ergebnisse der Fachwelt nicht vorenthalten werden. Nur so viel steht fest, daß durch Verdämmung am Ort die Wassermengen in Karlsbad wieder gestiegen sind, aber nicht plötzlich, sondern ganz allmählich, da der durch dieses Ereignis berührte Bodenwasserspiegel erst langsam wieder seinen früheren Stand eingenommen hat. Durch behördliche Verfügungen ist auch der Kaolinbau nördlich der Stadt unter den Normalpunkt (Eintritt der Tepl in die Eger bei Karlsbad 367,2 m) nicht gestattet.

Zeigt der Fall Britanniawerk, daß das Sprudelphänomen von einer weiten Bodenwasserverbreitung abhängig ist, so ergibt sich wohl die Erklärung, warum unmittelbare Beziehungen zwischen Niederschlag und Quellenergiebigkeit nicht ohne weiteres aufgedeckt werden können. Es zeigt sich aber auch, daß die chemische Zusammensetzung des in Frage kommenden Bodenwassers eine ziemlich gleichmäßige sein wird und auf die Fumarole von Karlsbad nicht besonders ändernd einwirken wird, wohl aber wird sich ein Unterschied zeigen müssen bei verschieden hoch situirten Quellen, wie es ja in Karlsbad tatsächlich der Fall ist[2]).

[1]) R. Delkeskamp, Zschr. f. d. ges. Wasserwirtschaft. 1909. Heft 3.
[2]) Wiener klinische Wochenschrift 1902. Nr. 38. — Knett l. c. S. 66—67.

Auffallender als hier ist der Zusammenhang zwischen Bodenwasser und Gasexhalationen an den Säuerlingen in dem weiteren Gebiet Nordwestböhmens festzustellen. Nur wenige Daten sollen geboten werden.

In Krondorf tritt der bekannte Säuerling aus dem Granulit hervor. Über dem Grundgebirge lagern rheuklastische Materialien des Duppauer Vulkans, an dessen Peripherie die Quelle zur Oberfläche der Erde gelangt. Ihre Temperatur beträgt 10,3°, ist also um ein geringes höher als die Ortstemperatur. In dem regenarmen Jahre 1911 (459,5 mm gegen 565,0 mm 1910) war die Ergiebigkeit um 2 l/m höher als früher. Die niederschlagsarme Zeit brachte eine Erniedrigung des oberschächtigen Grundwassers, wodurch die Spannkraft des Säuerlings, der bis 27,75 g freie Kohlensäure in 10000 g Wasser enthält, erhöht wurde, und der CO_2 die Möglichkeit bot, größere Mengen von Bodenwasser heraufzureißen.

Der knapp an der Eger gelegene Klösterliche Sauerbrunnen stand vor einem temporären Stillstand, da der geringe Wasserstand der Eger der Kohlensäure erlaubte, im Flußbett selbst herauszutreten. Nicht Thermen traten zutage, sondern CO_2, die ohne weiteren Überdruck selbständig herauszutreten vermochte. Erst als wieder höherer Wasserstand eintrat, und damit auch ein höheres Niveau des Bodenwassers Hand in Hand ging, traten die früheren Verhältnisse ein.

Faßt man diese Ergebnisse an den rezenten Quellen Nordwestböhmens kurz zusammen, so ergibt sich: Weder eine Stetigkeit in der Temperatur, noch in der Wassermenge ist vorhanden. Die Beobachtungen zeigen, daß eine Veränderung der Fließrichtung des Bodenwassers sofort ihre nachteiligen Folgen an den Thermen zeigt, daß selbst Verringerung des Grundwassers schon genügt, um Veränderungen der Wassermengen nach sich zu ziehen. Es ergibt sich somit, daß der juvenile Ursprung des Quellenwassers recht problematisch ist, daß dieses nichts anderes als Bodenwasser ist, das auf vorhandene Fumarolen und Mofetten dringt und von diesen umgewandelt zur Therme im weitesten Sinne des Wortes wird. Nur die Fumarole mit den in ihr mitgeführten verschiedenen chemischen Bestandteilen ist juvenil, das Wasser aber, das durch sie zutage gebracht wird, ist vadoses Bodenwasser.

Daß in früheren Zeiten auch anderweitig in Böhmen Thermen aus der Tiefe quollen, ist schon oben angedeutet worden. Aber auch für ehemalige $CaCO_3$-Thermen sind typische Belege vorhanden. Am NO.-Fuß des Burberges bei Kaaden wurden durch den Grünerdebergbau große Aragonitblöcke zutage gefördert. Sie finden sich nur auf lokal beschränktem Boden über sedimentären Kalksteinen mit miocänen Pflanzenresten, sind demnach jünger als diese, zumal diese ihrerseits wieder überlagert werden von rheuklastischen Materialien des Duppauer Vulkans. Die aufgeschlossenen Aragonitblöcke sind genetisch nicht anders zu erklären, als daß sie Quellenabsätze ehemals an dieser Stelle vorhandener Thermen sind.

V.

Die vorgelegten Beispiele und Ausführungen beziehen sich durchwegs auf Thermen, welche teils unmittelbar aus vulkanischem Boden aufquellen, teils knapp an der Peripherie vulkanischer Gebirge auftreten. Allen gemeinsam ist ihr Gebundensein an vorhandenes Bodenwasser, ihre direkte Abhängigkeit davon, ihr Verlöschen, sobald durch exogene Wirkungen oder menschlichen Eingriff dieses in eine andere Richtung abgelenkt wird. An die Stelle der Thermen treten Heiß- oder Kaltluftausströmungen. Die Herkunft dieser ist naheliegend. Sie sind aber keineswegs einfacher Natur, sondern vielmehr Gasgemische, wie durch Bruns Untersuchungen an rezenten Feuerbergen nachgewiesen ist. Sie sind aller Wahrscheinlichkeit nach nicht einfache Abkühlungserscheinungen etwa vorhandener Magmaherde, die vorher Vulkane entstehen ließen, sondern mit Rücksicht auf die Karlsbader Vorkommen wohl selbständige Gebilde. An ihrer juvenilen Natur wird man nicht rütteln können, es sei denn, daß man zu gewagten Hypothesen seine Zuflucht nimmt.

Wenn für Gebiete unmittelbar im vulkanischen Gebiete die juvenile Natur der Thermen nach der Richtung eine Einschränkung erfahren muß, daß an den Thermen nur die erhitzenden Gase juveniler Natur sind, das heraustretende Thermenwasser aber nur erhitztes Bodenwasser ist, so ist die Anwendung der Theorie von der Natur der juvenilen Quelle für alle Thermen mindestens recht zweifelhafter Natur. Ist sie für Quellen einzuschränken, welche in naher Beziehung zu vulkanischen Gebilden stehen, so wirkt sie irreführend dort, wo Thermen aus rein sedimentärem Boden quellen. Als Mischungsprodukt sind somit Thermen nur teilweise dem Vulkanismus zuzuzählen, bilden vielmehr das Verbindungsstück zwischen den endo- und exogenen Erscheinungen der Erde.

Tafelerklärung.

Tafel III.

Fig. 1. Hornsteingang im Granit von Karlsbad. Die Abbildung zeigt hellen und dunklen Hornstein. In der dunklen Masse sind die hellen fragmentarischen Hornsteine eingebacken.

Fig. 2. Hornsteingang im Granit von Karlsbad. Die Abbildung zeigt die gleichen Erscheinungen wie Fig. 1. Bei → vertaubender Pyritgang.

Fig. 3. Kolke in der Sprudelschale II.

Die Originalstücke befinden sich in der geologischen Sammlung der kgl. böhm. landwirtschaftlichen Landesmittelschule zu Kaaden a. d. Eger.

Tafel IV.

Fig. 1a. Reste der ältesten (diluvialen) Sprudelschale I unter dem Stadtturm von Karlsbad. Schloßbrunn-Aufschluß Winter 1910/11.

Fig. 2a. Reste der mittleren Sprudelschale II. 5 m über der heutigen Austrittsöffnung des Sprudels. Schloßbrunn-Aufschluß Winter 1910/11.

II. Besprechungen.

A. Unter der Redaktion der Geologischen Vereinigung.

Erdfließen und Strukturboden in polaren und subpolaren Gebieten.

Von **K. Sapper** (Straßburg i. E.).

Obgleich Erdfließen und manche damit in gewisser Verbindung stehende Phänomene schon längere Zeit in polaren und subpolaren Gebieten beider Erdhälften bekannt gewesen waren, so hat doch erst 1906 J. Gunnar Andersson[1]) erfolgreich auf die hohe Bedeutung und weite Verbreitung der »Solifluction« hingewiesen und damit weitere Kreise von Geologen und Geographen dafür interessiert. Dieses Interesse wurde noch erhöht, als auch O. Nordenskjöld[2]) und Bertill Högbom[3]) diese Erscheinungen besprachen, die bald darauf durch die Zeppelinexpedition 1910 (a), den Spitzbergenausflug des internationalen Geologenkongresses zu Stockholm 1910 (b) und durch private Reisen 1911 (c) zahlreichen Interessenten in der Natur bekannt wurden und nicht wenige derselben zu Publikationen[4]) anregten. (Auch in außerpolaren Gegenden wurden ähnliche Erscheinungen beobachtet, beschrieben und

[1]) Solifluction, a component of subaerial denudation (Journ. of Geol. XIV, p. 93—112). Vgl. auch seine Contributions to the Geology of the Falkland Islands (Wissenschaftl. Ergebnisse der schwedischen Südpolarexpedition 1901—1903, III, 2. Stockholm 1907, S. 16—29).

[2]) Geograph. Ztschr. 1907, S. 565 und in seinem Buch: Die Polarwelt, Lpz. 1909. p. 60ff.

[3]) Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. (Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. IX. p. 41—59 und Bidrag till Isfjordsområdets Kvartärgeologi. Geol. Fören. i Stockholm Förh. Jan. 1911.)

[4]) a) A. Miethe, Über Karreeboden auf Spitzbergen. Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1912. p. 241—244. E. v. Drygalski, Spitzbergens Landformen und ihre Vereisung. Abh. K. Bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. Bd. XXV. 7. Abh., p. 56 bis 61. b) W. Salomon, Die Spitzbergenfahrt des Internat. Geologischen Kongresses Geol. Rundschau. Bd. I, p. 307f. F. Wahnschaffe, Die Exkursion des XI. internat. Geologenkongresses nach Spitzbergen. Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1910. p. 651—655. B. Weigand, Geologischer Ausflug nach Spitzbergen. Mitt. Ges. f. Erdk. u. Kolonialwesen. Heft 1. Straßburg 1911. p. 16f. A. Penck, Über Polygonboden in Spitzbergen. Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1912. p. 244—246. K. Sapper, Über Fließerde u. Strukturboden auf Spitzbergen. Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1912. p. 259—270. E. v. Cholnoky, Spitzbergen. Budapest 1912. p. 34—42.

diskutiert[1]); doch soll auf diese Publikationen hier nicht eingegangen werden, da dort doch etwas andere Verhältnisse vorliegen als in den polaren Regionen mit ihrem in geringer Tiefe gefrorenen Boden und ihrem langen Sommertag.)

Wenn schon die überwiegende Mehrzahl der Beobachtungen aus den europäischen Polargebieten stammen, so liegen doch durch E. v. Drygalski, Philippi, Nordenskjöld und J. G. Andersson auch Beobachtungen aus dem antarktischen Gebiet, durch Nordenskjöld aus Grönland und H. Spethmann[2]) aus Island vor.

1. Das Erdfließen.

Daß toniger oder lehmiger Boden durch starke Wasseraufnahme plastisch wird und auf geneigter Fläche in langsames Fließen geraten muß, ja bei sehr großem Wassergehalt breiartig und leichtflüssig werden kann, ist bekannt. So versteht es sich denn auch, daß bei genügender Wasserdurchtränkung in allen Zonen fließende Erde entstehen kann und tatsächlich entsteht; wenn trotzdem Fließerde in den gemäßigten und tropischen Gegenden seltener auftritt, als in polaren Gebieten, so ist daran in erster Linie deren dürftige oder selbst fehlende Pflanzendecke schuld; denn eine mehr oder minder dichte Vegetationsdecke vermag bis zu einem weitgehenden Maß ihre Unterlage zu beschützen, und oft kommt es in solchen Fällen nur bei besonders starker Durchtränkung oder bei besonderen Anlässen, wie Erdbeben, Windstoß usw. zu mehr oder weniger katastrophalen Ausbrüchen des Erdfließens. In den polaren Gegenden aber ist wie in den Hochgebirgsregionen der wärmeren Zonen die Vegetation vielfach nicht imstande, das langsame Abwärtsfließen des Bodens zu verhindern, sondern ist unter Umständen im Gegenteil genötigt, sich dieser Bodenbewegung durch besondere Wurzelentwicklung anzupassen, wie Dr. Swenander, Anderssons Gefährte auf der Bäreninselexpedition, feststellen konnte[3]). Da

c) W. Meinardus, Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1912. p. 250—259 und: Über einige charakteristische Bodenformen auf Spitzbergen. Sitzber. Mediz.-naturw. Ges. zu Münster i. W. Bonn 1912. p. 41, wo auch die ältere Literatur aufgeführt ist.

[1]) Chr. Tarnuzzer, Beiträge zur Geologie des Unterengadin. Geol. Karte der Schweiz. 23. Lief. Bonn 1909 und: Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. Petermanns Mitt. 1911. II. p. 262ff., ferner W. H. Hobbs, Soil strips in cold humid regions. XII. Rep. Michigan Acad. of Science 1910. p. 51f. und W. Ule, Glazialer Karree- oder Polygonboden. Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1911. p. 253 bis 262. Weitere Beispiele von Erdfluß in der gemäßigten Zone erwähnt J. G. Andersson (Solifluction, p. 104ff. und Falkland Islands, p. 22).

[2]) Über Bodenbewegungen auf Island. Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1912. p. 246—248.

[3]) Andersson, Solifluction p. 97: »These roots were stretched out in the direction of the movement of the soil, and in some cases where the slope was very steep it was noticed that the proximal part of the root system, carried by the

aber nur wenige Pflanzen dieser Anpassung fähig sind, so sind auf der Bäreninsel die Fließerdeflächen sehr pflanzenarm, während festsitzende Felsen trotz ihrer Armut an Nährstoffen als pflanzenreichere und darum grüne Flecken aus der kahleren Umgebung hervorragen. Ein zweiter Grund für die vergleichsweise große Ausdehnung und Bedeutung des Erdfließens in den polaren Gebieten dürfte in dem Vorhandensein ständig gefrorenen Bodens in geringer Tiefe zu suchen sein, aber m. E. weniger deshalb, weil dieser als Gleitplan dient, wie De Geer und Ule annehmen möchten, sondern mehr deshalb, weil er ein tieferes Eindringen des Sickerwassers verhindert. Letzteres scheint mir besonders wichtig für Spitzbergen zu sein, wo an sich die Niederschläge sehr geringfügig sind, ja geradezu wüstenhafte Maße aufweisen (Kap Thorsden 1882/83 189 mm, Treuenbucht 1899/1900 177 mm). Bei so geringem Niederschlag, der zudem über alle Monate des Jahres sich verteilt, wäre überhaupt Erdfließen unmöglich, wenn nicht dank der hohen Breite ein großer Teil des Niederschlags in Form von Schnee fiele und sich anhäufte, bis im Frühjahr verhältnismäßig rasch die Hauptmasse dieses aufgespeicherten festen Niederschlags schmilzt und so in der Lage ist, die allmählich tiefer und tiefer auftauenden oberflächlichen Erdlagen völlig zu durchtränken und damit fließfähig zu machen. Freilich werden die zuerst geschmolzenen Schneemassen wohl größtenteils wirkungslos abfließen, weil anfänglich noch keine aufgetauten Erdflächen vorhanden sind; aber mit dem Entstehen dieser beginnt auch die Durchtränkung, und an hoch hinauf reichenden Berghängen kommt noch bis in den Juli und August hinein von abschmelzenden Schneeflecken Schmelzwasser herab, das die Beweglichkeit des Bodens noch längere Zeit aufrecht erhalten kann. (Am Fuß abschmelzender Schneemassen und Firnflecke war, wie ich mit Salomon und Weigand bei einem Ausflug ins Hochland südlich der Adventbay noch im August (1910) feststellen konnte, der Boden tief hinein vollständig aufgeweicht und von Schmelzwasserrinnen durchzogen, wäre also bei größerer Geländeneigung zweifellos fließfähig gewesen.) Die Dauer der Fließfähigkeit durchtränkter Bodenmassen wird auch dadurch begünstigt, daß bei den im allgemeinen in den hohen Breiten herrschenden niedrigen Temperaturen die Verdunstung — namentlich im Fall geringerer Windbewegung — nicht bedeutend ist.

Oft findet man in vegetationsreicherem Gebiet kleine Schlammströmchen von wenigen Metern Länge und nicht viel mehr als $^1/_2$ m Breite, mit deutlicher Fluidalstruktur und zungenförmigem Ende, aber schmaler Abrißstelle, so z. B. am Smâlandridge westlich von Greenhar-

more rapid flowing of the superficial layer of the mudstream, had reached a lower level than the distal branches, which, joining the slower movement of deeper parts of the stream, were left behind in the displacement downhill.« Eine andere Anpassung (ungewöhnlich verlängerte senkrechte Hauptwurzel) erwähnt B. Högbom für Braya purpurascens (Bull. Geol. Inst. f. Upsala. IX. p. 50.)

bour. Ganz ähnlich müssen die von E. v. Drygalski vom Signehafen beschriebenen Gebilde sein. Größere Dimensionen besitzen dagegen schon die von Andersson mit Miniaturgletschern verglichenen Schlammströme der Bäreninsel[1]); auf Spitzbergen aber sind nicht selten ganze Hänge zeitweise in langsam fließender Bewegung und lassen dies zuweilen schon aus der Entfernung an einer gewissen Fluidalstruktur erkennen. Über das Maß der Bewegung und die Mächtigkeit der Fließschicht bestehen noch keine Untersuchungen, doch scheint es, als ob die Geschwindigkeit nicht ganz unbeträchtlich wäre; das zeigen, wie B. Högbom hervorgehoben hat, nicht nur die Anpassungen der Pflanzen, sondern auch die Tatsache, daß Baron de Geer auf Spitzbergen eine 1872 errichtete Spurlinie trotz flacher Böschung des vegetationsbestandenen Geländes 1896 ganz zerbrochen und verschoben fand[2]). Für eine nicht allzu langsame Bewegung der Fließerde scheint mir auch die Tatsache zu sprechen, daß an vegetationsarmen Fließhängen die von oberflächlichen Rissen umschriebenen polygonalen, oft auch nahezu rechteckigen Figuren verschiedenster Größe zuallermeist in der Richtung des Gefälles langgezogen sind; manchmal übertrifft ihre Länge in extremen Fällen sogar sechsmal die Breite. Diese Risse, die ich am Kap Wijk (Eisfjord, Spitzbergen) beobachtet habe, waren

[1]) Solifluction p. 96: The flowing detritus does not generally move as a »sheet-flood« with a broad front, but more often in some slight depression of the slope, taking the form of a narrow tongue, offering a most striking parallel to a glacier. The névé region is represented by the area of water-saturated detritus at the lower edge of the melting snowdrift, and the flowing tongue of mud is the glacier proper that moves down the valley. The terminal moraine even is often to be seen in the shape of slabs and pieces of rock that the mudstream has pushed together in front of its lower end. These mudstreams do not consist of finer particles only but also of coarse material, gravel and blocks, frequently intermixed with, and also carried on the top of the muddy substance.« Als Maß eines großen mudglaciers der Bäreninsel gibt Andersson an, daß die Breite der Zunge 35 m, die Mächtigkeit mindestens 2,1 m betrug.

[2]) Die Bewegung ist also offenbar schneller, als sie v. Cholnoky in seiner ideenreichen Schrift über Spitzbergen anzunehmen scheint. Er schreibt nämlich (S. 35): »Die oberste, im Frühjahr schmelzende, lehmige, schlammige Schuttschicht bewegt sich auf dem unter ihr liegenden ständig gefrorenen Boden. Diese Bewegung ist aber sehr langsam. Die obere Schicht gefriert jeden Herbst. Sie breitet sich dann natürlich aus, und jede Spalte in ihr schließt sich. Im Frühjahr taut sie wieder auf. Dann zieht sie sich zusammen, und es entstehen Spalten in ihr; sie zerspringt, wie der trocknende Lehm. Wenn nun diese gefrierende und wieder auftauende Schicht auf einem Abhang liegt, so erfolgt die Bewegung ihrer Teilchen beim Ausbreiten und Zusammenziehen in immer größerem Maße abwärts als aufwärts. Ich könnte sagen, daß sie eine gewisse Wurmbewegung verübt, die im Jahr einige Zehntelmillimeter ausmacht, in einigen hundert Jahren aber schon Meter ausmachen kann. Die auftauende obere Schuttdecke bewegt sich langsam den Abhang hinunter, drängt sich zu regelmäßigen Wellen zusammen, einige polygonale Schichten legen sich schön um, denn das tauende Wasser unterstützt die Gleitung in den unteren Teilen.«

nur schmal, woraus ich auf eine geringe Mächtigkeit der Fließschicht schließen möchte.

Wo die Vegetation etwas reichlicher wird, bemerkt man bei mäßig steilen Böschungen (ca. 10°) sehr häufig, daß sie den Tonfluß staut, wobei die Vegetationsflächen selbst in ziemlich steil geneigte Stellung geraten und so dem Ganzen einen ungefähr stufenförmigen Abfall (mit etwa 20—30 cm Stufenhöhe bei etwa 70 cm Länge) verleihen. Wo ein feststehender Fels oder ein in der Tiefe angefrorener Findling sich im Weg des Fließhangs befindet, da staut sich die vegetationsbedeckte Fließerde an ihm und schiebt sich in langsamer Bewegung auf ihn hinauf, ihn unter Umständen halb bedeckend, wie V. Madsen und E. v. Cholnoky beobachtet und photographiert haben.

Wo die Böschung gering (8—4°), die Vegetation reichlicher wird, da verwischen sich die Charaktereigentümlichkeiten der Fließerde (Polygonerde) etwas; neben längsgestreckten Polygonen kommen zuweilen quergestreckte vor, oder die Gebilde werden rundlich; in den durch die Spalten angedeuteten kleinen Geländevertiefungen wird die Tundra relativ üppig und verdeckt zum Teil ansehnliche Strecken der Gesamtflächen.

Wie die Fließhänge vielfach die Vegetation aufstauen, so bemerkt man auch bei den kleinen individualisierten Schlammströmchen der von dichterer, stellenweise fast geschlossener Vegetation bestandenen Berghänge (z. B. am Smaland Ridge), daß sie vor sich her in zungenförmig konvexem Bogen einen Rasenstreifen oder einen kleinen Schuttwall schieben. Nicht selten beobachtete ich auch mehrere solcher Erdflußstücke unmittelbar hintereinander, aber stufenförmig gegeneinander abgesetzt, so daß ich den Eindruck erhielt, als ob in solchen Fällen die Bewegung ruckweise erfolgte, nämlich jedesmal dann, wenn durch neue Wasserzufuhr das Gewicht der Schlammasse hinreichend erhöht wurde, um den Reibungswiderstand des hemmenden Walls zu überwinden. V. Madsen beobachtete sogar, daß einzelne Rasenstreifen in die Erde hineingerollt und von der vorwärts schreitenden Erde begraben wurden.

Zur Erklärung der bisher beschriebenen Erscheinungen genügt die Annahme einer gründlichen Wasserdurchtränkung des tonigen oder lehmigen Bodens durchaus.

Daß durch diese Fließerde die Denudation vieler polarer Gebiete in hohem Maße binnen relativ kurzer Zeiträume gefördert wird, ist zweifellos. Doch fehlt es vorläufig noch durchaus an Angaben, die ein Maß der Bedeutung dieses Abtragungsagens abgeben könnten; es bedarf daher nach dieser Richtung noch dringend weiterer Studien, wie auch über die Erscheinungen selbst und ihren Mechanismus. Sie wären gewiß an Ort und Stelle in der Zeit der Hauptschneeschmelze am besten anzustellen.

2. Formen der Fließerde.

Es möge zunächst vorausgeschickt werden, daß hier unter Fließerde ein Boden verstanden werden soll, der zeitenweise fließfähig ist, gleichviel ob er nun tatsächlich vermöge der Neigungsverhältnisse abwärts fließt oder aber wegen mangelnder Neigung oder sonstiger Hindernisse nicht dazu gelangt, also nur latente Fließfähigkeit besitzt. Die Fließfähigkeit ist durch Wasserdurchtränkung bedingt, die in verschiedenem Maße erfolgt sein kann und demnach auch verschiedene Flüssigkeitsgrade erzeugen kann. Von dünnflüssigen, breiartigen Fließerden, wie ich sie in den Tropen beobachtet habe, habe ich in polaren und subpolaren Gebieten nichts gesehen noch gehört. Vielmehr tritt hier, soweit mir bekannt, Durchtränkung nur bis zur Dickflüssigkeit des Bodens ein, so daß dessen Bewegungen offenbar ziemlich langsam erfolgen, und ein Niedersinken und eine Seigerung der etwa im Boden enthaltenen groben Materialien nicht erfolgt, sondern, wie Andersson (s. oben) auf der Bäreninsel direkt beobachtet hat, grobes Material und selbst Blöcke auf dem Rücken getragen werden können. Die Fließerde kalter Gebiete an sich bringt also keine Sortierung etwa darin enthaltener unhomogener Elemente zustande. Und doch beobachtet man in inhomogenen Böden kalter Regionen der polaren und außerpolaren Gebiete nicht selten eine Sonderung der erdigen und der steinigen Bestandteile in einer Weise, daß dieselben bis in eine ansehnliche Tiefe hinab höchst eigenartige, gesetzmäßige Anordnung, eine gewisse Struktur, erkennen lassen, die naturgemäß den homogenen Fließerden fehlt. Da diese Struktur inhomogener Fließböden nur in den kälteren Erdgebieten zu beobachten ist, so liegt nahe anzunehmen, daß die Kälte, bzw. die Regelation, bei ihrer Erzeugung wirksam sein müßte; um aber keinerlei hypothetische Momente in die Nomenklatur hineinzubringen, hat Meinardus vorgeschlagen, diese Böden kurzweg Strukturböden zu nennen — ein Name, der in der Tat wegen seiner Objektivität den Vorzug vor anderen, wie Regelationsfließerde, verdient.

Die bis in eine gewisse (in ihrem Betrag freilich in den meisten Fällen noch nicht bekannte) Tiefe hinabreichende Aussonderung der steinigen Bodenbestandteile von den erdigen macht sich auch an der Erdoberfläche höchst auffällig geltend und zeigt somit auf den ersten Anblick schon einen tiefgreifenden Unterschied gegenüber dem homogenen Boden, obgleich bei beiden nicht selten gleicherweise eine fast bienenwabenartige Zusammendrängung deutlich abgegrenzter Erdfelder zu beobachten ist und deshalb für beide schon oft der Name Polygonboden gebraucht worden ist. Der Unterschied der Oberflächenformen homogenen und inhomogenen Fließbodens ist aber doch so bedeutend, daß hier beide getrennt besprochen werden müssen.

a) Die Oberfläche homogener Fließerde.

Die Oberfläche kleiner schmaler Schlammströme ist oft durch konvex nach abwärts gerichtete Runzeln und Wülste, bei nicht ganz homogener Beschaffenheit des Materials auch wohl durch konvexe Streifen senkrecht gestellter Schieferstückchen usw. ausgezeichnet. (Ähnlich ist die Form der bereits aus recht inhomogenem Material bestehenden, von E. v. Drygalski am Signehafen zwischen Wasserrissen beobachteten Schlammströmchen mit konvexen, nach abwärts gekrümmten Steinwällen oder der von Meinardus auf Prinz Olaf Vorland studierten Erdflüsse mit Steingirlanden, die bereits einen Übergang zu den Strukturböden darstellen.)

Die Oberfläche breiter Fließerdhänge dagegen zeigt, soweit ich sie aus eigener Anschauung und aus der Literatur kenne, keinerlei derartige Wulstungen (es sei denn, wo Vegetation oder andere Hemmnisse lokal aufstauend wirken), sondern erhält ein gewisses Fluidalaussehen nur durch die Anordnung der Vegetation und namentlich der an der sonst glatten Oberfläche befindlichen Risse. Diese Risse sind offenbar Kontraktionsrisse; doch ist an sich nicht ohne weiteres klar, ob sie durch Kontraktion infolge Austrocknens oder infolge Auftauens entstehen. Ersteres scheint mir in den meisten Fällen das Wahrscheinlichere, schon wegen ihrer Schmalheit (die mir freilich, wie schon erwähnt, auch als Anzeichen geringer Mächtigkeit der Fließschicht erscheint). Diese Oberflächenrisse begrenzen auf Fließerdehängen langgestreckte Erdfelder (wie auf Högboms prächtigem Bild im Bull. Geol. Inst. Upsala, IX, S. 54 oder Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1912, Abb. 12 sehr deutlich erkennbar). Die Erdfelder selbst zeigen an ihrer Oberfläche sehr häufig noch feinere, aber ganz regellos angeordnete, offenbar erst nach dem Stillstand der Hauptbewegung entstandene Trockenrisse.

Diese in Felder geteilten homogenen Fließböden nennt Högbom Polygonböden des II. von ihm unterschiedenen Typus, während Meinardus, meines Erachtens mit Recht, für sie den Namen Polygonböden allein reserviert wissen will.

Nicht selten beobachtet man an Berghängen oder auf horizontaler Fläche eine Einteilung homogener, flußfähiger Böden in mehr oder minder regelmäßige Felder, die eine gewisse Auftreibung, eine Erhöhung gegen die Mitte hin erkennen lassen und zuweilen[1]) durch auffallend breite Risse voneinander getrennt sind. In diesen Fällen dürften die Risse nicht bloß durch Austrocknung, sondern auch durch Kontraktion des Feldes infolge Auftauens, die Auftreibung aber als Rest der Ausdehnung infolge Gefrierens aufzufassen sein, und ich halte dies für um

[1]) Vgl. das ausgezeichnete Bild von Dr. G. Schulze von der Billenbai in Ztschr. Ges. f. Erdk. 1912. Abb. 11.

so wahrscheinlicher, als in nächster Nähe gewölbter Polygonfelder am Kap Wijk, die von Vegetation ganz bedeckten Frosthügelchen vorkommen, wie sie auf Island so häufig auftreten und dort als »Thufa« bekannt sind. Diese nach meinen Beobachtungen auf Island und Spitzbergen meist regelios, nach SPETHMANNS Beobachtungen auf Island oft auch reihenartig angeordneten Gebilde dürften dadurch entstehen, daß einzelne Partien des Bodens mehr Wasser aufnehmen als andere und beim Gefrieren desselben ungleichmäßig hoch den darüberliegenden Rasen auftreiben, der auch nach dem Auftauen seine Form beibehält; wenn sie vom isländischen Bauern in seinen Dungwiesen (tun) eingeebnet werden, so bilden sie sich nach einigen Jahren wieder aufs neue.

b) Strukturböden (Formen des inhomogenen fließfähigen Bodens).

Mit Ausnahme der schon oben erwähnten Steingirlanden unterscheidet MEINARDUS folgende Strukturbodenformen:

1. Steinstreifen oder Steinbänder, d. h. eine Sonderung von erdigen und steinigen Bestandteilen an Berghängen in der Weise, daß sich in der Richtung des größten Gefälles Streifen von Erde und von meist senkrecht gestellten Steinen zeigen.

2. Steinnetze oder Steinnetzwerk, sowie

3. Steinringe oder Steinkränze, d. h. eine Sortierung des unhomogenen Bodens in der Weise, daß die Erde in polygonale oder runde Felder, umgeben von Streifen meist senkrecht gestellter Steine, gesondert erscheint.

4. Steinfelder oder Blockmeere mit Erd- oder Schuttinseln, d. h. Ausscheidung kleiner Schlamm-, Erd- oder Schuttansammlungen inmitten von Blockmeeren, zuweilen reihenförmig übereinander, so daß sie in solchen Fällen wie ein durch Gesteinsstückstreifen in verschiedene Stufen und Abteilungen zerlegter kleiner Schlammstrom erscheinen können.

Zuweilen, so am Småland Ridge, kommt es übrigens auch vor, daß an isolierten Steinkränzen, sowie an reihenförmig angeordneten »Erdinseln« die Erdschicht als solche nicht zutage tritt, sondern von kleinkalibrigen Gesteinsstückchen überdeckt bleibt (wie ich durch Aufschürfen mit Hammer und Bergstock festgestellt habe).

Steinnetze und Steinringe sind offenbar nur Modifikationen einer und derselben Strukturform: Wenn Steinringe so nahe beieinander entstehen, daß sie sich in der Entwicklung hemmen, so entstehen bei einseitiger Berührung einseitig deformierte Steinkränze[1]), bei allseitiger Berührung aber allseitig deformierte, meist annähernd sechsseitige

[1]) Es kommen aber auch miteinander verwachsene Zwillingssteinkränze ohne trennende Steinsetzung vor.

Steinkränze, d. h. ein Steinnetzwerk (falscher Polygonboden oder Polygonboden Typus I im Sinne Högboms). Auf geneigtem Gelände sind die Steinkränze oder Netzfelder mehr oder weniger stark in der Richtung des Gefälles in die Länge gezogen.

Die Untersuchung der Strukturböden ist noch sehr im Rückstande, denn in den meisten Fällen ist nur die oberflächliche Erscheinung festgestellt oder eben noch in ganz geringe Tiefe hinab geschürft worden. Nur für eine Strukturform, die Steinkränze, die auch sonst am genauesten studiert sind, ist von Miethe und Meinardus (am Zeppelinhafen) durch Querziehung eines Grabens festgestellt worden, daß die Sortierung des Bodens nur bis in eine Tiefe von 50 oder 60 cm hinabreicht, während tiefer unten das Material planlos gemischt war, obgleich er — zur Zeit der Untersuchung — nicht gefroren war. Man darf daraus schließen, daß der Prozeß der Sortierung entweder in einer Jahreszeit vor sich geht, in der der Boden noch nicht tiefer als 50—60 cm aufgetaut ist, oder daß er sich überhaupt nur in ziemlich oberflächlichen Bodenschichten abspielt. Aufgrabungen in verschiedenen Höhenlagen und verschiedenen Polargebieten würden wohl diese Frage klären helfen.

Bei den Steinstreifen und den Erdinseln fehlen Tiefenschürfungen noch vollständig, so daß damit die Möglichkeit ihrer Erklärung auch auf sehr schwache Füße gestellt ist. Es soll daher im folgenden derselben nicht näher gedacht werden; nur kurz sei erwähnt, daß Meinardus, der zuletzt in dieser Angelegenheit sich geäußert hat, bei ersteren an zerrissene Steingirlanden (Nordenskjöld an umgewandelten Karreeboden) denkt, bei letzteren an Verwitterungsreste leichtverwitterbarer Blöcke innerhalb einer Halde von vorzugsweise schwerverwitterbaren Blöcken oder auch an letzte Überreste ehemaliger Steinnetzwerke.

Etwas eingehender soll aber der neueren Versuche gedacht werden, die Steinkränze und -netzwerke zu erklären. O. Nordenskjöld erinnert an ein Experiment Bénards, demgemäß in einer zähflüssigen, einem erhitzten Metallboden aufruhenden Masse ein sechsseitiges Zellensystem von Konvektionsströmungen des Wassers die feinen Erdteilchen nach dem Innern prismatischer Zellenräume geführt wurden, während die reingespülten Gesteinsstücke zurückbleiben.

Ganz anders denkt sich die Sache E. v. Cholnoky, der zugleich etliche neuartige Beobachtungen mitteilt. Nach seiner Ansicht nimmt das abfließende Wasser der Tundra zwischen Steinen seinen Weg und nimmt hier die tonigen Schutteile mit; dadurch versinken in diesen Wasserrinnen die Steine; die Tundra sucht beim Gefrieren mit starkem Seitendruck die Rinne wieder zu schließen und drückt die senkrecht gestellten Steine fest, welche die Wasserader markieren. Diese verschwindet an manchen Stellen plötzlich unter eigenartigen »Schuttbuckeln« — eine Beobachtung, die bisher nur von v. Cholnoky berichtet ist —; »diese Buckel sind im Durchmesser einige Meter breite, runde, lehmige Flecken, deren eine dem Gefäll entsprechende untere

Seite steil stufenartig und dort voll von Moos und großen Steinen ist, während in der Mitte des Buckels keine Steine sind, sondern nur lehmiger Schlamm, den der Moospolster nicht bedeckt. Diese manchmal in mehreren Stufen sich übereinander erhebenden Buckel finden sich an solchen Stellen, wo im Gefälle der Wasserader eine plötzliche Verringerung stattfindet. Durch kantenständige Steine schön markiert, fließt die Wasserader unter den Buckeln weiter. Diese Buckel sind nichts anderes als »Sandbänke« der unter den Steinen dahin sickernden Ader.«

Anschließend an die Beobachtung, daß bei strengem Frost in gepflasterten Straßen der sandige Lehm infolge des Gefrierens sich über die Pflastersteine erhebe und sie nach jedesmaligem Tauen mehr als zuvor bedecke, kommt er zu dem Schluß, daß Schotter in die bald tauende, bald gefrierende Bodenart stufenweise einsinken müsse.

Die Schuttschicht über dem ständig gefrorenen Erdboden preßt sich beim Gefrieren zusammen und springt durch die mit dem Tauen erfolgende Kontraktion in Prismen, bei denen ein konstantes Verhältnis zwischen der Höhe und dem größten horizontalen Durchmesser bestehen würde. In die dabei entstehenden Risse fallen Steine hinein, und wenn das Schuttprisma sich beim Gefrieren ausdehnt, drückt es diese Steine fest und wölbt die Oberfläche des Prismas zugleich empor. »Die Teilchen des Schutts sind in einer beständigen Zirkulation. Am oberen Teil des polygonalen Stückes bewegen sich die Steine nach auswärts, den Spalten zu, unten, in der unteren Schicht des Schuttes bewegen sie sich einwärts, gegen die Mitte des Prismas, können sich vom Grund aber nicht erheben. Infolge der Zirkulation kommen alle großen Steine in die Spalte, und der Lehm drängt sich in der Mitte des Prismas zusammen.«

Es fällt mir schwer, diesem originellen Gedankengang zu folgen, insbesondere einzusehen, in wiefern die erwähnte Zirkulation zustande kommen könnte, und ich bin von ihr um so weniger überzeugt, als sich dann ja am Grunde der »Prismen« die Steine angesammelt haben müßten, was nach Miethes und Meinardus' Aufgrabung am Zeppelinhafen nicht der Fall ist.

Besser scheint mir Bertill Högboms Erklärungsversuch den Tatsachen gerecht zu werden. Er schreibt (Bull. Geol. Instit. Upsala, IX, S. 53): »Wenn der Erdboden ursprünglich aus einer Mischung von feineren und gröberen Bestandteilen besteht, so dürfte diese immer ein wenig ungleichmäßig sein, so daß es gewisse Flecke gibt, wo das feinere Material reichlicher ist. Dank der Kapillarität nehmen dann diese Stellen mehr Wasser auf als ihre Umgebung. Bei der Eisbildung wird dann das Material von hier aus zentrifugal verschoben. Wenn nachher Schmelzung und damit folgende Volumverminderung eintritt, wird das feinere Material von der Adhäsion mitgezogen, während die Steine peripherisch zurückbleiben. Wenn hinreichend oft wiederholt,

muß eine merkbare Sortierung resultieren. Hierdurch werden auch die Bedingungen für die Arbeitsintensität immer zunehmen, indem der Ausgangspunkt für die Volumveränderungen mehr fixiert und dabei auch die Wasserkapazität der zentralen Partien vermehrt wird.«

Wenngleich vieles für die Richtigkeit dieser Anschauung spricht, insbesondere die Senkrechtstellung der rundlichen Steinplatten und die Aufwölbung des zentralen Tonzylinders oder -prismas, so bleiben doch in dem Erklärungsversuch noch zahlreiche Lücken, die auszufüllen zurzeit noch schwer fallen möchte. Högbom selbst weist z. B. darauf hin, daß die gleichmäßige Größe der Felder ziemlich schwer erklärbar sein dürfte. Er selbst macht keinen Versuch einer Erklärung, sondern begnügt sich mit dem Hinweis, daß diese Gleichförmigkeit durch eine Schematisierung der Eindrücke übertrieben worden sei, was zweifellos richtig ist. Eben dieser Umstand erweckt daher auch gewisse Bedenken gegen die von E. v. Cholnoky angedeutete Erklärung, und wenn Meinardus (a. a. O. S. 25) an Beziehungen zwischen der Größe der Strukturformen und der Größe der zusammengeschobenen Steine denkt, so kann er leider noch nicht über ein hinreichend großes Beobachtungsmaterial verfügen, um seiner Idee das nötige Gewicht zu geben.

Högbom weist übrigens auf die Tatsache hin, daß größere Gegenstände, wie Steine oder Knochen, durch »Auffrieren« aus den tiefergelegenen Erd- und Tonmassen an die Oberfläche heraufkommen können; den Mechanismus dieser Erscheinung zu erklären, sind wir zurzeit nicht in der Lage und werden vielleicht erst durch Experimente dazu in Stand gesetzt werden können. Jedenfalls ist aber durch diese Tatsache ein Weg angedeutet, der zur Sortierung ungleichartiger Bodenelemente beitragen muß. Auf einen anderen, der freilich nur für oberflächlich vorhandene Erdmaterialien in Betracht kommt, macht Meinardus aufmerksam (Sitzber. Mediz. naturw. Ges. Münster i/W. 1912, S. 2ff.). Er zeigt, daß im Frühjahr während der Schneeschmelze die obenlagernden größeren Steine als Wärmefänger wirken, und damit in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft zuerst eine Auftauung des Bodens bewirken müssen; wenn nun die »Taubezirke« zweier benachbarter Steine sich berühren, so wird durch die Expansion, die beim nächtlichen Gefrieren eintritt, die Tendenz erzeugt, die Steine einander zu nähern, weil die Expansion, die in der Richtung der Verbindungslinien zwischen den Steinen eintritt, kleiner ist als die Summe der Expansionen, die auf den beiden einander abgekehrten Seiten der Steine wirksam werden. Der Expansionsdruck kann beim Gefrieren plötzlich auftreten, wenn im feuchten aufgetauten Boden eine Unterkühlung eingetreten war, und muß dann um so wirksamer sein.

Wenn durch Zusammenwirkung der beiden Vorgänge, der oberflächlichen Zusammenschiebung der steinigen Bodenelemente und namentlich der peripherischen Anordnung der Steine in der Erde durch die zentrifugale Wirkung der Expansion die Sortierung des erdigen und des

steinigen Materials und damit die Entstehung von Steinringen vollendet ist, so erschöpft sich die Expansion, wie MEINARDUS hervorhebt, in der Erhaltung der geschaffenen Form, und die entstandenen Gebilde können auf ebenen oder sehr wenig geneigten Flächen ein sehr hohes Alter erreichen, ohne ihre Form zu ändern, während sie meines Erachtens freilich auf stärker geneigtem Boden einer Deformierung durch Streckung in der Gefällsrichtung unterliegen müssen.

Die Schmelzwasser spülen die Steinsetzungen rein, die ihnen zugleich als die gegebenen Zirkulationswege dienen; in ihnen allein entwickeln die Wassergerinne auch eine größere Geschwindigkeit und damit eine nennenswerte Spülwirkung, während die Erdprismen auch bei völliger Durchtränkung keinen großen Verlust durch Abspülung erfahren dürften, weil sie gewissermaßen tote Strecken für die Wasserbewegung darstellen. Unter bestimmten Voraussetzungen (z. B. deren ebene Flächen oder völliger Abwesenheit von Schmelzwässern höher gelegener Schneeflecken oder Firnkappen usw.) mag auch der von MEINARDUS angenommene Fall eintreten, daß die Schmelzwasser sich schon verlaufen haben, wenn die länger gefroren gebliebenen erdigen Massen auftauen.

Im Sommer dürfte, wie MEINARDUS mit Recht hervorhebt, in den meisten tiefer gelegenen polaren Gegenden in den oberen Bodenschichten der Wechsel zwischen Frieren und Tauen aufhören und demnach keine weitere Materialsortierung stattfinden — soweit dies nicht durch Spülvorgänge bewirkt wird. Im Herbst wird dagegen die durch Regelation bewirkte Detritussortierung wieder beginnen. MEINARDUS glaubt nun, daß in den erst später im Herbst gefrierenden unteren Erdschichten »vielleicht eine nach oben gerichtete Komponente der Expansion wirksam wird und Gesteinssplitter und Steine nach oben drückt, weil diese nach oben am wenigsten Widerstand finden.« Leider ist mir aber der Mechanismus der hier angenommenen Vorgänge, die auch das oben erwähnte »Auffrieren« erklären würden, nicht klar.

Es bleibt überhaupt in der ganzen Serie von Erscheinungen, welche unter »Erdfluß« und »Strukturboden« einzurechnen wären, eine Menge zurzeit noch ungelöster Rätsel[1]), die zur weiterer Forschung drängen,

[1]) Die Erscheinungen selbst sind ebenfalls noch ganz ungenügend bekannt, und fast jeder Beobachter kann zurzeit noch über bisher nicht beschriebene Gebilde berichten. So macht mich z. B. Herr Dr. G. REMPP, der 1911/12 in der Adventbay meteorologische Beobachtungen gemacht hat, darauf aufmerksam, daß eine schon 1911 vorhandene Erdspalte bei Adventpoint sich 1912 wesentlich vergrößert hatte, indem hereinfließendes Schmelzwasser »sie vielleicht vertieft, jedenfalls aber außerordentlich verbreitert hat, indem es am Grunde der Spalte die gefrorene Erde seitlich auftaute und wegspülte, bis schließlich die unterhöhlten oberen Erdmassen herunterbrachen«. In größerer Zahl ließen sich derartige Spalten nach Dr. REMPPS Mitteilung auf der anderen Seite der Adventbay beobachten, wo man auch sehr schön die Fließerde herausquellen sah. Stellenweise bemerkte Dr. REMPP in Geländevertiefungen auch ansehnliche Tümpel, die offenbar durch das Zutagetreten des Grundwasserstroms gebildet waren. Man darf wohl daraus

und die Ausblicke, die das weitere Studium der Vorgänge für Erklärung geomorphologischer Verhältnisse in polaren und subpolaren Gebieten (ja — bei der in der Eiszeit zweifellos weiter äquatorwärts vorgedrungenen Verbreitung dieser Phänomene — selbst in manchen Gebieten der gemäßigten Zone) verheißen, sind so verlockend, daß eine eifrige Inangriffnahme der Probleme in nächster Zeit zu erhoffen steht.

schließen, daß auch unter der durch Austrocknen erhärteten Oberflächenlage der Erdfluß seine Bewegung fortsetzen kann und der Umstand, daß Dr. Rempp bei Adventpoint auf typischem, oberflächlich gefrorenem Polygonboden in die Tiefe einbrach, zeigte, daß nach kürzerer Dauer von Frostwetter und dadurch bewirktem Gefrieren der oberflächlichen Erdlagen durch Fortfließen des darunter vorhandenen Grundwassers oder Fließbodens in gewisser Tiefe geradezu Hohlräume entstehen können. Dr. Rempp berichtete mir ferner: »Erdarbeiten bei Vertiefung eines Einschnittes der Pferdebahn zeigten mir nicht nur den großen Eisgehalt der betreffenden Schichten, sondern ließen auch abwechselnde Lagen — meiner Erinnerung nach von 5—10 cm Mächtigkeit — von fast reinem Eis erkennen«. Diese Beobachtung läßt meines Erachtens darauf schließen, daß durch Absonderungsvorgänge innerhalb der Fließerde die Phänomene des Erdflusses noch mehr kompliziert werden können.

III. Geologischer Unterricht.

Im Kgl. Museum für Naturkunde zu Berlin wurden im Laufe des Winters 1912/13 Sonntags Vormittags **Vorträge** mit Lichtbildern und Demonstrationen, sowie Führungen veranstaltet.

Von geologischen und paläontologischen Gegenständen wurden behandelt: Vulkanismus, Erdgeschichte und Geologie von Deutschland, Die Riesensaurier von D.-Ostafrika, Der fossile Mensch (Prof. STREMME). Außerdem fanden Vorträge mineralogischen und zoologischen Inhalts statt.

Lichtbilder zur Geologie des norddeutschen Flachlandes mit bes. Berücksichtigung der Mark Brandenburg im Formate $8^1/_2 : 10$ hat die Neue Photographische Gesellschaft, A. G. in Steglitz-Berlin nach den Aufnahmen von F. WAHNSCHAFFE herausgegeben (81 Bilder).

Verzeichnis der geologischen Vorlesungen an den deutschen Hochschulen im S.-S. 1913.

Abkürzungen: Geol. = Geologie; g. = geologisch; p. = paläontologisch; Üb. = Übungen; Anl. = Anleitung zu selbständigen Arbeiten auf dem Gebiete der Geologie und Paläontologie; Coll. = Colloquium; Exk. = Exkursionen. — Die Zahlen bedeuten die Anzahl der Wochenstunden.

1. Universitäten.

A. Deutschland.

Berlin: BRANCA: Historische Geol. 4; BRANCA u. STREMME: Üb.; LIEBISCH: Anl. (Petrogr.); POTONIÉ: Paläobotanik 2, Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt 1, paläobotanische Arbeiten; STREMME: Die Hauptbodenarten und ihre gesetzmäßige Verbreitung auf der Erdoberfläche 1, Geologie von Deutschland (besonders für Lehramtskandidaten) 1; Exk.; v. STAFF: G. Grundlagen der Landschaftsformen Mitteleuropas 1, Üb. im Lesen g. Karten 1, Exk.; TANNHÄUSER: Petrographie 1, Petrogr. Üb.

Bonn: STEINMANN: Erdgeschichte mit Demonstrationen und Exk. 4, Die Eiszeit 1, Üb., Anl., Coll.; BRAUNS: Vulkane und Erdbeben 1, Anl. (Petrogr.), Exk.; POHLIG: Allgemeine Geol. (Erdgeschichte) mit Demonstrationen und Exk. 4, Einführung in die Geol. 1, Abstammungstheorie mit Rücksicht auf Erdgeschichte 2, Exk.; WANNER: Petroleumlagerstätten 1, Über Grundwasser und Quellen 1; TILMANN: Geol. von Deutschland mit besonderer Berücksichtigung von Rheinland und Westfalen 2, Geol., der deutschen Schutzgebiete in Afrika, 1; WELTER: Die Bodenschätze Deutschlands 1.

Breslau: FRECH: Erdgeschichte m. Exk. 4, Technische Geol. 2, Erzlagerstätten 2, Anl. zu g. und agronomischen kartographischen Aufnahmen im Gelände 1, Üb., Anl.; FRECH, SACHS, VON DEM BORNE, RENZ: Coll.; SACHS: Die Bodenschätze Schlesiens: Erze, Kohle, nutzbare Gesteine 1; VON DEM BORNE: Physik der Erdfeste 3; RENZ: Einführung in die allgemeine Geol. 2, Üb.; LACHMANN: Naturgeschichte des Salzes mit Lichtbildern 1, Praktische Geol. m. Üb. (hauptsächlich Erze) 2.

Erlangen: LENK: Allgemeine und historische Geol. 5, LENK u. KRUMBECK: Anl., Exk.; KRUMBECK: Einführung in die Geol. Süddeutschlands 2, Üb.

Freiburg i. B.: DEECKE: Erdgeschichte mit Exk. 5, Coll.; DEECKE u. DENINGER: Anl.; DEECKE u. WEPFER: Üb.; DENINGER: Eiszeit und Diluvialmensch 1, Geol. des malayischen Archipels 1; WEPFER: Ausgewählte Kapitel der Alpengeol. m. Exk. 2, Kartenpraktikum 2; SOELLNER: Die (Mineralien und) Gesteine des Kaiserstuhls 2.

Gießen: KAISER: Anl.; KAISER u. MEYER: Anl. zu petrogr. und g. Beobachtungen im Gelände 3, Exk.; MEYER: Entwicklungsgeschichte der Oberflächengestaltung von Deutschland 1; VOGEL v. FALCKENSTEIN: Hauptfragen der g. Bodenkunde 1.

Göttingen: Lehrstuhl vakat. v. KOENEN: Üb. 2; MÜGGE: Elemente der Gesteinskunde 2; SALFELD: Gliederung, Verbreitung und Formen der Juraformation 2; WEDEKIND: Geogenie der atlantischen Gebiete 1; FREUDENBERG: Geol. von Deutschland 2.

Greifswald: JAEKEL: Geol. II: Erdgeschichte 2, Paläontologie I: Wirbellose, speziell Leitfossilien 2, Anl.; JAEKEL u. PHILIPP: Üb., Exk., MILCH: Die Zusammensetzung der festen Erdrinde (mit besonderer Berücksichtigung der Studierenden der Geographie und der Kandidaten des naturwissenschaftlichen Lehramts) 2, Anl. (Petrogr.); PHILIPP: Geol. des norddeutschen Flachlandes mit Üb. und Exk. 2.

Halle: WALTHER: Geschichte der Erde 4, Aufgaben des g. Unterrichts 2, Üb., Anl.; WALTHER u. SCUPIN: Anfangsgründe der Geol. m. bes. Berücksichtigung d. Bodenkunde 2; SCUPIN: Geol. der Umgegend von Halle 1, Praktische Geol. der deutschen Kolonien 1, Über Grundwasser und Quellen, ihre Bedeutung für Industrie und Landwirtschaft 1; BOEKE: Gesteinskunde 3, Üb., Anl., Coll., (Petrogr.).

Heidelberg: SALOMON: Geol. 5, G. Geschichte der Heidelberger Gegend 1, Üb., Anl.; WÜLFING: Petrographie 2; SCHMIDT: Technische Geol. 3;

Jena: LINCK: Allgemeine Geol. 4, Anl.; WILCKENS: Geol. Deutschlands 2, Die p. Grundlagen der Descendenztheorie 1, Übungen in praktischer Geol. im Institut und im Felde, Anl., Exk.; RITZEL: Einführung in die Petrographie der Sedimente 1, Üb. (petrogr.).

Kiel: JOHNSEN u. WÜST: Exk.; WÜST: Einführung in das Studium der Geol. 1, Allgemeine Paläontologie 2, Geol. von Norddeutschland und Süd-Skandinavien 1, Üb.

Königsberg: TORNQUIST: Allgemeine Geol. 4, Paläontologie d. Säugetiere 2, Üb., Anl., Exk.; BERGEAT: Einführung in die Gesteinskunde 4, Deutschlands metallische Bodenschätze 1, Üb., Anl.

Leipzig: STILLE: Historische Geol. (Formationskunde) 4, Üb., Anl.; STILLE u. KRENKEL: Exk.; RINNE: Gesteinskunde (Übersicht des Gesamtgebietes) 4, Kohle und Erdöl 1, Üb., Anl. (petrograph.); FELIX: Paläontologie der Fische Amphibien und Reptilien 1; BERGT: Chemische Petrographie Sachsens II 1; REINISCH: Petrographisches Repetitorium 1; KRENKEL: Biologie und Stammesgeschichte der fossilen Wirbeltiere. Mit einem Überblick über ihre Systematik 2, P. Repetitorium 2.

Marburg: KAYSER: Allg. Geol. 4, Geol. von Hessen mit Exk. und nachfolgenden Besprechungen 1; KAYSER u. HERRMANN: Anl.; ANDRÉE: Der g. Aufbau Europas m. bes. Ber. Deutschlands I, 1; Nutzbare Lagerstätten Deutschlands: Kohlen, Petroleum, Salze, Mineralquellen 1, Praktische Anl. z. Verständnis u. Gebrauch g. Karten, mit Exk. 1; HERRMANN: Geol. des Quartärs m. bes. Berücks. der Urgeschichte des Menschen 1, Üb.

München: ROTHPLETZ: Geol. mit Exk. 4, Geol. der Alpen 1, ROTHPLETZ u. BROILI: G. Praktikum mit Üb. im Gebirge, Anl.; BROILI: Einführung in die Stratigraphie (Formationskunde) 2, Organisation, Systematik und Stammesgeschichte der Amphibien, Reptilien und Vögel 1; STROMER: Paläontologie der Fische 1, Paläontologie der Säugetiere 1, Paläontologie und Deszendenztheorie 1, DACQUÉ: Ausgewählte Kapitel aus der Paläontologie und Stratigraphie mit Exk. 1, LEUCHS: Geol. der Wüsten 1, BODEN: Geol. der deutschen Mittel-

gebirge 1, Weinschenk: Erzlagerstätten 2, Üb. im Bestimmen von Gesteinen 4, Petrogr. Seminar, Anl. (petrograph.).

Münster: Busz: Üb., Anl. (Petrogr.) Wegner: Allgemeine Geol. 4, Geol. von Westfalen 1, Gebirgsbildung 1, Anl., Exk.; Meinardus: Morphologie der Erdoberfläche 4.

Rostock: Geinitz: (Mineralogie und) Petrographie 6, Üb., Exk.

Straßburg: Holzapfel: Erdgeschichte (Historische Geologie) mit besonderer Berücksichtigung von Deutschland 4, Üb., Anl., Coll.; Bücking: Anl. (Petrogr.); v. Seidlitz: Übungen über Grundfragen der Geol. 2; Kessler: Kapitel aus der Geol. von Elsaß-Lothringen, mit Exk. 2.

Tübingen: Pompeckj: Geol. und Bodengestaltung Württembergs 4, Paläontologie 4, Üb., Anl., Exk.; v. Huene: Die Gebirge der Erde 1; Lang: Petrographisches Praktikum 2, G. Kartierungsübungen im Felde 1, Coll. über tektonische Fragen 1.

Würzburg: Beckenkamp: Geol. mit Exk. 4; Schlagintweit: Einführung in die Paläontologie 2, Ausgewählte Kapitel der Alpengeol. 1, P. Üb. 2, Anl., Exk.

B. Schweiz.

Basel: Schmidt: Geol. 3, Anl.; Schmidt u. Buxtorf: Exk.; Buxtorf: Paläontologie der Wirbellosen m. bes. Berücks. der Leitfossilien II 2, g. Üb.

Bern: Baltzer: Geol. 2, Üb., Anl.; Hugi: Spezielle Petrographie 1; mikroskop.-petrogr. Üb.

Zürich: Schardt: Geol. der Schweiz 2, Geol. der Gebirge 2, Üb., Anl., Exk.; Grubenmann: Gesteinskunde 3, Üb., Anl. (Petrogr.); Rollier: Petrefaktenkunde mit Üb. 2, Stratigraphie der Triasformation 2, Arbenz: Lagerstättenlehre (Nichterze) 2; de Quervain: Erdbebenkunde und Gletscherkunde 1.

C. Österreich.

Graz: Lehrstuhl vacat. Hilber: Geol. von Mittelsteiermark 5, Ippen: Spezielle Petrographie: Klassifikation und Charakteristik d. Eruptivgesteine 4, Üb. (petrogr.) Heritsch: Einführung in die Geol. 2, Üb.

Innsbruck: Blaas: Geschichte der g. Erforschung Tirols 1, Üb.; Blaas und Sander: Exk.; Sander: Geol. d. Ostalpen 1, Einführung in g. Arbeiten durch Mitarbeit bei Aufnahmen; Cathrein: Anl. (Petrogr.)

Prag: Wähner: G. Bau Mitteleuropas II 3, Paläozoologie: Arthropoden 2, Üb., Anl., Exk.; Liebus: Paläontologie der Amphibien 1. Pelikan: Üb. (Petr.)

Wien: Suess: Vulkanismus 3; Erdbeben und deren Beziehung zur Tektonik 2, Üb., Anl.; Suess und Schaffer: Exk.; Diener: Die Entfaltung des Tierreichs im Laufe der Erdgeschichte 5, Anl. (Paläontologie); Diener u. v. Arthaber: P. Üb.; Berwerth: Meteoritenkunde 2; Abel: Grundzüge der Paläobiologie 5, v. Arthaber: Der Entwicklungsgang der wirbellosen Tiere 2; Schaffer: Formationskunde (Fortsetzung): Tertiär mit bes. Berücks. d. Wiener Beckens 4, prakt. Üb. im Felde.

2. Technische Hochschulen.

A. Deutschland.

Aachen: Dannenberg: Erdgeschichte 4, Elemente der (Mineralogie und) Geologie für Bauingenieure 2, Üb.; Klockmann: Petrographie 3, Mikroskopische Gesteinsuntersuchung 1, Üb., Anl.; Semper: Steinkohlenpflanzen 2, Geol. für Hüttenleute und Chemiker 3.

Berlin: Hirschwald: Allgemeine Geol. 2, Üb.; Tannhäuser: Über die wichtigsten Leitfossilien der g. Formationen 2.

Braunschweig: Stolley: Geol. II. Teil: 3, G. und p. Üb.

Breslau: Frech: Einführung in die technische Geol. m. bes. Berücks. d. Erzlagerstättenlehre 2,; Renz: G. Üb. m. bes. Ber. d. techn. Geol. 2; von dem Borne: Physik der Erdfeste 2.

Danzig: v. Wolff: Geol. 3, Entstehung der (Mineralien und) Gesteine 1, Üb., Anl.; Lehmann: Ausgewählte Kapitel der prakt. Geol. 2.

Darmstadt: Lepsius: Geol. 2, Üb., Exk.; Sonne u. Steuer: G. und chemisch-technische Vorarbeiten für die Wasserversorgung 1, D'Ans: Chemie in (Mineralogie und) Geol. 1.

Dresden: —

Hannover: ERDMANNSDÖRFFER: Grundzüge der Geol. 4,; HOYER: Prakt. Geol. 2, Geol. des nordwestl. Deutschlands 1, Exk.; SCHÖNDORF: Technisch wichtige Mineralien und Gesteine Deutschlands 2, Üb. im Entwerfen u. in d. Verwertung g. Karten und Profile.

Karlsruhe: PAULCKE: Leitfossilien und Formationskunde 4, Üb., Anl., Exk., Coll.; SCHWARZMANN: Mikrosk.-petr. Üb.; HENGLEIN: Lagerstättenlehre II: Erze 1, Üb. dazu 1.

München: OEBBEKE: Die Anwendung des Mikroskops in der Mineralogie, Geol. Chemie und Metallographie 2, Üb., Anl.; WEBER: Historische und stratigraphische Geol. 2, Üb. im Bestimmen von Gesteinen 2, Üb. im Bestimmen von Versteinerungen 2; MYLIUS: Geol. d. Alpen 1.

Stuttgart: SAUER: Geol. 4, Petrographische Untersuchungsmethoden 2, Üb., Anl., Exk., Bodenkunde auf g. Grundlage 2.

* * *

Bergakademie Berlin: RAUFF: Paläontologie mit Üb. 4; POTONIÉ: s. Univ. Berlin; GOTHAN: Paläobotanisches Praktikum 2.

Bergakademie Clausthal: BODE: Geol. II 5, Paläontologie II 2, Üb.; BRUHNS: Petrographie 3, Lagerstättenlehre II 3, Üb. (petr.) 3; BAUMGÄRTEL: Gesteinsmikroskopie 4, D. nichtmetallischen nutzbaren Mineralien 2.

Bergakademie Freiberg i. S.: BECK: Geol. 5, Lagerstättenlehre 3, Versteinerungslehre 2, Üb.; STUTZER: Praktische Geol.

* * *

Hamburgisches Kolonialinstitut: GÜRICH: Die wichtigsten nutzbaren Minerale und Gesteine der deutschen Schutzgebiete erläutert in praktischen Übungen 2, Üb. im g. und agronomischen Kartieren, Exk.; WYSOGORSKY: Einführung in die Geol. 1.

Akademie Posen: MENDELSOHN: Der Aufbau der Erdrinde 1.

Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft Frankfurt a. M.: DREVERMANN: Der Taunus 1, Exk.

Polytechnikum Cöthen: FOEHR: Geol. 1, Üb., Seminar.

* * *

Landwirtschaftl. Hochschulen.

Berlin: FLIEGEL: Geol. von Norddeutschland 1, Exk.; SCHUCHT: G.-agronomische Bodenaufnahme 1, Prakt. Bodenuntersuchungen im Felde.

Bonn-Poppelsdorf: BRAUNS: Geognosie 2, Exk.

Hohenheim: PLIENINGER: Geol. II 3, Versteinerungskunde 1, Üb., Exk.

* * *

Forstakademien.

Eberswalde: KRAUSE:

Eisenach: MARSCHALL: (Mineralogie und) Geologie 4, Exk.

Münden: SÜCHTING: Geol. 2, Exk.

Tharandt: VATER: Geol. 4, Üb. Exk.

B. Österreich.

Brünn: RZEHAK: Allg. u. histor Geol. 4, Exk.

Wien: TOULA: Geol. II (Geotektonik, Formationslehre) 4, Üb.; ROSIWAL, Mikroskop. Petrographie 2; KITTL: Einführung in die Paläontologie $1^1/_2$.

IV. Bücher- und Zeitschriftenschau.

DUPARC, L., et MONNIER, A. **Traité de Technique minéralogique et pétrographique.** Teil II, Bd 1. Les méthodes chimiques qualitatives. (372 S., 117 Textfiguren, 1 farbige Spektraltafel.) Leipzig, 1913. Veit u. Co. 15 ℳ brosch.

DUPARC ist ein so ausgezeichneter Mineralkenner und -chemiker, daß man von dem Buch in der Tat viel Belehrung erhält. Für den Geologen ist es besonders dadurch wertvoll, daß es nicht bloß die eigentlichen analytischen Methoden, sondern mit gleicher Sorgfalt

auch die Methoden und Apparate zur Reinigung des Materials und zu seiner Aufschließung darstellt. Ferner ist besonderer Wert auf den Nachweis seltener Elemente neben häufigen Elementen gelegt. Ein sehr ausführliches spektroskopisches Kapitel und eine Neubearbeitung der bekannten Kobellschen Mineralbestimmungstabellen erhöhen den Nutzen des wertvollen Werkes.

Sal.

C. Doelter, **Handbuch der Mineralchemie.** Bd. I, Lieferung 6, Bogen 51—63 u. Titelbogen. 9,10 ℳ. Bd. II. Lieferung 1, Bogen 1—10. 6,50 ℳ. Dresden und Leipzig, 1912, bei Steinkopff.

Unter Hinweis auf die Besprechungen der 5 ersten Lieferungen des Werkes in dieser Rundschau, II, 521, III, 51, 205 u. 513 sei über die Schlußlieferung des ersten und die Anfangslieferung des zweiten Bandes folgendes hervorgehoben.

Die Lieferung 6 enthält den Schluß des für den Geologen besonders wichtigen Dölterschen Abschnittes über die Silicatschmelzen. Es folgen die technisch wichtigen Abschnitte von E. Dittler über die Silicate und Aluminate des Zements, »Allgemeines über Zemente« von F. R. von Arlt, Glas von Zschimmer, Glasuren und Emails von Berdel, Schlacken von J. H. L. Vogt. Den Schluß bilden außer einigen Zusätzen und Berichtigungen ausführliche Autoren- und Sachregister.

Die erste Lieferung des zweiten Bandes enthält die Beckesche Abhandlung: Über den Zusammenhang der physikalischen, besonders der optischen Eigenschaften mit der Zusammensetzung der Silicate. Es folgen J. Königsberger: Die Paragenesis der natürlichen Kieselsäuremineralien, Dölter: Konstitution der Silicate, Dittrich: Analysenmethoden von Quarz, Chalcedon und Opal, Dölter: Siliciumdioxyd (SiO_2), und Quarz, Herschkowitsch: Chemisch-Technisches über Quarzglas. — Von dieser Lieferung verdient die Königsbergersche Darstellung das besondere Interesse des Geologen.

Sal.

Bulletin of the Seismological Society of America. Bd. II. Heft 3. September 1912. Heft 4, Dezember 1912. Stanford University Press, California. (Preis des ganzen Bandes $ 2.)

Die beiden Hefte enthalten: Japans Contribution to Seismology, Alexander G. McAdie; Great Earthquakes in the Island of Haiti, J. Scherer; The Hawaiian Earthquakes of 1868, C. H. Hitchcock; Recent Fault Scarps at Genoa, Nevada, Andrew C. Lawson; The Sarchi Earthquake, Costa Rica; Comte Montessus de Ballore, C. B. Hammond; Song of the Seismologist; The Katmai Eruption, George Archibald Clark; Remarkable Earthquake Sounds in Haiti J. Scherer; Taal, Asama-Yama, and Katmai, A. G. McAdie; Earthquake at Canutillo, Chile, S. H. Loram. Dazu kommen kürzere Angaben über Erdbeben, Erdbebenstationen und -forscher, Besprechungen, Literaturnotizen, Vereinsangaben und die Liste der bereits 429 Mitglieder und Abonnenten der Zeitschrift. Gute Bilder von Omori und Montessus de Ballore schmücken die Hefte. Sal.

Wilckens, Otto, **Grundzüge der tektonischen Geologie.** (113 S. u. 118 Textfiguren.) Verlag von G. Fischer in Jena. (Brosch. ℳ 3,50, geb. ℳ 4,50.)

Seit dem Erscheinen von De Margerie und Heims »Dislokationen der Erdrinde« im Jahre 1888 hat die tektonische Geologie durch die Entwicklung der Deckentheorie eine ungeahnte Erweiterung erfahren. Eine neue komplizierte Terminologie ist entstanden und wird nicht von allen Autoren im gleichen Sinne gebraucht. Es ist sehr schwierig, oder unmöglich, die hierauf bezüglichen, in Zeitschriften aller Länder verstreuten Arbeiten rasch durchzusehen, um sich über Einzelheiten zu unterrichten. Und so entspricht das Wilckenssche, Steinmann gewidmete Buch einem wirklichen Bedürfnis. Denn der Verf., der ja zu den besten Kennern der Literatur der Deckentheorie gehört, hat bei seiner Darstellung auch besonderen Wert auf scharfe Definitionen der einzelnen Termini technici gelegt und sie, wenn möglich, durch gute den Original-

arbeiten entnommene Abbildungen erläutert. Aber auch der Abschnitt über die radialen Dislokationen hat in anerkennenswerter Weise die moderne Literatur berücksichtigt. In der Definition der Massive auf S. 67 würde der Ref. es vorziehen, wenn das Wort »alt« gestrichen würde. Auch wäre es vielleicht gut gewesen, bei der Darstellung der Simplonfalten und bei anderen Gebieten darauf hinzuweisen, daß manche Autoren darüber anderer Meinung sind. Aber diese Bemerkungen sollen den Wert der Schrift nicht vermindern. Diese ist vielmehr ein sehr schätzenswertes und willkommenes Hilfsbuch nicht nur für den Anfänger, sondern auch für den Fachmann.

W. Salomon.

Geologische Spezialkarte von Preußen usw. 1 : 25000, herausg. v. d. kgl. preuß. geologischen Landesanstalt. Im Jahre 1912 sind folgende Blätter erschienen:

Lief. 153. 1. Bl. Höxter,
2. Bl. Holzminden,
3. Bl. Ottenstein,
4. Bl. Gronau,
5. B. Salzhemmendorf.

Diese Blätter umfassen das Gebiet zwischen Weser und Leine, i. B. das Triasgebirge des Sollings, die Jurazüge des Ith und Selter und das Kreidegebiet der Sieben Berge.

Lief. 163. 1. Bl. Hagen i. W.,
2. Bl. Hohenlimburg,
3. Bl. Iserlohn,
4. Bl. Menden,
5. Bl. Unna.

aus dem Devon- und Carbongebiete Westfalens.

Lief. 160. 1. Bl. Teistimmen,
2. Bl. Cabienen,
3. Bl. Seehesten,
4. Bl. Wartenburg,
5. Bl. Bischoffsburg.

alle auf der Höhe der ostpreußischen Seenplatte in den Landschaften Ermland und Masuren gelegen.

Lief. 125. 1. Bl. Warlubien,
2. Bl. Schwetz,
3. Bl. Sartowitz

aus dem Flußgebiet der Weichsel.

Blatt Frankfurt a. O. ist in 2., nur wenig veränderter Auflage erschienen.

Einen besonderen Teil der Abhandlungen der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt bilden jetzt die **Beiträge zur Seenkunde,** von denen das erste Heft erschienen ist (Mk. 6). Dasselbe enthält hauptsächlich die Methodik der Seenuntersuchung.

Die **Bernstein - Phryganiden** sind neuerdings eingehend durch G. Ulmer bearbeitet worden. (Die Trichopteren d. baltischen Bernsteins. Schr. Phys. ök. Ges. Königsberg. Beitr. z. Naturk. Preußens, Heft 10. B. G. Teubner 1912, Mk. 12.) Dabei hat sich ergeben, daß die zahlreichen Vertreter dieser Gruppe (152 Arten) zwar ebenso hoch entwickelt waren wie die heutigen, aber doch nicht als ihre Ahnen betrachtet werden können. Das subtropische Klima des Bernsteinlandes erklärt die auffallende Tatsache, daß Familien wie die Limnophiliden, die $^1/_4$ der rezenten Fauna ausmachen, damals gar nicht vertreten waren; das Verschwinden des Bernsteinwaldes ist andererseits dafür verantwortlich zu machen, daß die früher reich entwickelte Familie der Polycentriden nur noch einen kleinen Bruchteil der heutigen Fauna ausmacht.

Die Häufigkeit der Phryganiden im Bernstein läßt auf einen Reichtum an ruhigen wie an bewegten Wässern im Bernsteinwalde schließen, da die Larven und Puppen sämtlich im Wasser lebten.

St.

G. Bodenbender, Constitución geológica de la parte meridional de la Rioja y Regiones Limítrofes. República Argentina. Boletin de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba. Bd. XIX. Entrega 1. S. 5—220. 1911. Mit geologischer Karte, Profiltafel und 12 photographischen Aufnahmen.

Das untersuchte Gebiet umfaßt die Pampinen Sierren von Los Llanos, La Huerta und die nördlichen Ausläufer des Nevado de Famatina und der Sierra de Velasco.

In einem „Morphologie" betitelten Abschnitt finden sich die orographi-

schen Verhältnisse der aus beckenförmigen Einbuchtungen der Pampas sich einzeln erhebenden Gebirge, die vorwiegend aus Granit und kristallinen Schiefern bestehen. Wie schon STELZNER festgestellt hat, sind die dem Famatina angehörigen Gebirge gegen Osten flach abgedacht, während die Westseite jäh abbricht. Die vorherrschende Streichrichtung der Gebirge ist nordsüdlich, ebenso die der sterilen Senken dazwischen. Indes kommt im Westen als neues, auffälliges Moment die NNW.-Richtung der Sierra del Valle Fertil bis nach Guondacol hinzu. Im Westen des Gebietes gewinnen terrestre Bildungen von Perm bis Tertiär Bedeutung, die heute vor allem in tektonischen Senken erhalten geblieben sind. Diese Senken, heute meist von jungen Bildungen, tertiären und rezenten Schottern erfüllt, haben eine ausgesprochene Neigung gegen O. bis SO., der die wasserleeren oder nach kurzer Strecke versiegenden Flüsse folgen. Sie queren die Becken in ausgesprochenen Talfurchen, die in der Nähe der tiefsten Stellen, Salinen, enden. BODENBENDER meint, daß ihre Ausarbeitung in feuchtere Perioden zurückreiche, in der reichlichere Quellen flossen. Freilich sind an anderer Stelle die crecientes erwähnt, plötzlich hereinbrechende Hochwasser, die am Fuß der Gebirge mächtige Schuttkegel zurücklassen. Ihre Bedeutung für die Erosion in den sonst trockenen Becken ist nicht gewürdigt worden. Die Salinen liegen meist nahe dem Westrand der Sierren und bekunden, wie die gesamte Hydrographie die einseitige Neigung der Becken. Sie sind tektonisch angelegt und von den Sierren durch mächtige Brüche getrennt. Die Schichten der Füllmassen sind an den Rändern, wo sie ausstreichen, gegen die Mitte der Senken gebogen und in ihrem Inneren in leichte Mulden und Sättel gelegt, während sie dort, wo sie auf den starren Massen der Sierren liegen, nur gehoben und zerbrochen worden sind. Der Mangel jüngerer Faltung zeichnet die Pampinen Sierren aus. Das geht aus dem Verhalten der diskordant über den kristallinen Schiefern mit ihren Granit- und Dioritintrusionen liegenden Paganzoschichten hervor. Sie gehören mit ihrer typisch terrestren Ausbildung dem Gondwanasystem an und beginnen mit einem Konglomerat. Verfasser glaubt, eine Dreiteilung vornehmen zu können, und spricht die in petrographischer Hinsicht und Mächtigkeit gleichförmig entwickelte mittlere Stufe als marine Bildung an. Trotz der Kalkeinlagerungen, die im Habitus übereinstimmen mit Konkretionen und Kalkbänken (tosca) in jungen, sicher terrestren (tertiären) Komplexen, dürfte sich diese Diagnose kaum aufrecht erhalten lassen. Im Westen sollen die Paganzoschichten konkordant auf marinem Devon liegen, ein Punkt, der der Aufklärung noch bedarf. Paläozoicum fehlt außer im Westen, wenn nicht gewisse Phyllite der Famatina, die nach Norden in *Dictyonema* führende Schichten übergehen (außerhalb des untersuchten Gebietes), dem Cambrium angehören. In den Paganzoschichten soll die ganze ostindische Serie: Karhabari-Damuda-Panchet vertreten sein. Nicht einleuchtend ist, warum nicht auch noch Rhät und Kreide zu den Paganzoschichten gestellt worden sind. Grenzen lassen sich nicht ziehen; die Schichten (Sandsteine, Mergel, Konglomerate) werden nach oben rot, sind seit Perm ausgezeichnet durch Melaphyre und saure Laven, folgen konkordant übereinander und sind faciell derart gegliedert, daß Konglomerate die Gebirgsnähe ankünden. Innerhalb der jüngeren Glieder (Tertiär) ist das scharf ausgeprägt, weil sich die Konglomerate an die heutigen Gebirge anlehnen. Erst nach Ablagerung der Kreide erhielten die Gebirge das heutige Gepräge. Große Teile der terrestren Sedimente sind mit gehoben und wieder abgetragen worden, besonders im Osten, wo die Hebung eine bedeutende war, und sogar das Perm größtenteils wieder verschwunden ist. Nur in Senken ist es fetzenweise erhalten geblieben und hat z. B. bei Malanzan eine typische Karhabariflora geliefert (Sierra de Los Llanos). Die Schwierigkeiten, die sich durch diese Gliederung ergeben, zeigen sich in der Unmöglichkeit, vereinzelte Vorkommen terrestrer Bildun-

gen dem einen oder anderen Horizont zuzuweisen, wenn nicht eine der pflanzenführenden Schichten vorliegt. Unter der kohlenführenden Schicht des Rhäts mit *Thinnfeldia* und *Estheria* (Rajmahal) liegt ein Konglomerat, das für die Abtrennung von den Paganzoschichten maßgebend war. Darüber folgen Sandsteine usw., die nach oben in rote Sandsteine der Kreide übergehen. Deren Horizontierung beruht auf Verhältnissen in der Hauptkordillere, wo dieselben gipsreichen Gesteine auf marinem Neocom liegen. In La Rioja sind sie wie auch das Rhät auf den Westen zwischen Sierra de Sañogasta und den Silurkalkzügen von Jachal beschränkt. Deshalb — wie Bodenbender meint — ihre Verbreitung nach Osten zu leugnen und ihre Ablagerung auf ein eng umrissenes Becken zu beschränken, liegt kein Grund vor. Ich habe schon darauf hingewiesen, daß im Osten die Abtragung sogar schon die Paganzoschichten größtenteils entfernt hat. Bei allen diesen Horizonten wiederholt sich in der Untersuchung Bodenbenders der Widerspruch: die terrestren Bildungen sollen Beckenfüllungen sein, auch der Jura sei in der Tiefe einer Senke als Sandstein usw. vorhanden, und doch soll vollständige Konkordanz herrschen, auch dort, wo einzelne Niveaus fehlen, so z. B. Kreide konkordant auf Rhät am Rande der Senke, in deren Tiefe Jura liegen soll.

Die Ausläufer des Famatina werden als Scheide aufgefaßt zwischen der Sandsteinfacies der Kreide im Westen und kalkigen, weißen Schichten im Osten, die auf denudierter Oberfläche der Paganzoschichten ruhen. Neuere Untersuchungen von Delhaes haben ergeben, daß diese Schichten nicht der Kreide, sondern den tertiären Calchaquischichten angehören, wofür nicht nur der konkordante Verband mit letzteren spricht, sondern auch die übereinstimmende Führung von Kieselkonkretionen. Der Kalkreichtum ist konkretionären Ursprungs, der die hangenden, durch Andesitführung charakterisierten Calchaquischichten ebenfalls auszeichnet. Die „Los Llanosschichten" sind wohl der unterste, kalkreiche Horizont der Calchaquischichten, die heute, von Verwerfungen gestört, die Becken erfüllen, und nicht das Ergebnis einer obercretaceischen Meerestransgression, wie Bodenbender meint. Über jenen lagern als jüngste Glieder Schotter, deren untere Abteilung (bei Guandacol) noch gestört ist und diskordant auf Calchaquischichten lagert. Es prägen sich hierin die Phasen der tertiären Gebirgserhebung aus.

Neben den Schottern (deren Bildung wird wie auch die der Calchaquischichten auf die mit Schutt enorm beladenen crecientes zurückgeführt) gehören der jüngsten Zeit auch die Salinen an. In den abflußlosen Wüstengebieten findet eine Anreicherung von Salzen in den tiefsten Stellen statt. Nur das Wasser im Gebiet der kristallinen Gebirge ist brauchbar, und darum lehnt sich die Kultur, auf die schmalen Wasseradern beschränkt, an diese. Das Versiegen in den Massen der Senken mit ihrem reichlichen Salz- und Gipsgehalt läßt das Grundwasser ungenießbar werden. Im selben Maße, wie die Ränder entsalzt werden, werden die gebirgsfernen Gebiete steriler. Nach Bodenbender soll das Salz zum Teil marinen Ursprungs sein, zum anderen Teil wird es auf Zersetzung der Gesteine, Auslaugung älterer terrestrer Bildungen zurückgeführt. Die vulkanischen Erscheinungen, die seit dem Perm andauern, sollen kein Salz geliefert haben. Mit den beiden marinen Transgressionen (Damuda und Oberkreide) fällt wohl auch die marine Herkunft des Salzes. Weniger wüst sind die Gebiete im Osten (Los Llanos), weil die kalkigen Lagen der unteren Calchaquischichten (Oberkreide Bodenbenders) den Boden fruchtbarer gestalten sollen, und die Entsalzung der älteren Ablagerungen weit vorgeschritten zu sein scheint, soweit solche überhaupt noch vorhanden sind.

Mit einer Besprechung der spärlichen Mineralschätze schließt die Untersuchung. Walther Penck.

Kreidmann, A., Entstehung und Werdegang des Menschen und der Lebe-

wesen aller Zeiten auf Grund des Verwachsungsprinzips. (367 S., 146 Textfig., 2 Taf.) Hamburg, bei E. Eickhof. Brosch. 15 M.

Das Buch ist nicht ernst zu nehmen. Der bereits verstorbene Verf., dessen Freunde und Verehrer es herausgegeben haben, gehört zu den leider nicht seltenen Laien, die zwar an sich geistvolle Männer sein mögen, aber dennoch auf Grund der Kenntnisnahme weniger Lehrbücher über ein ihnen sonst ganz fremdes Wissensgebiet aburteilen. Von der Paläontologie kannte der Verf. fast nur, was in NEUMAYRS Erdgeschichte, HÖRNES' Paläontologie und CREDNERS Geologie steht. Und daraufhin erklärt er: »Jene Gebilde, deren Abdrücke für Fußspuren von unbekannten Chirotherien gedeutet werden, waren nicht Teile höherer Tiere, sondern selbständige Lebewesen, aus deren Verwachsung zuerst höhere Tiere hervorgingen, welche in einer späteren Formation in Extremitäten, Hände und Füße noch höherer Tiere umgewandelt wurden.« Die »fossilen Regentropfen« sind die »Eier oder Ovula« dieser »Fingertiere« (S. 105). Es ist mir nur unbegreiflich, daß sich ein Verleger gefunden hat, der ein derartiges Buch druckt und für 15 M. zum Verkaufe anbietet. — Um Mißverständnissen vorzubeugen, bemerke ich, daß das Buch von ähnlichen Aussprüchen wie die zitierten wimmelt, und daß man daher beim besten Willen das »de mortuis nil nisi bene« hier nicht beachten kann. Stellt doch der Verf. die kühne Behauptung auf, daß durch seine »Verwachsungslehre der Darwinismus unmöglich geworden« sei. SAL.

HRDLIČKA, A., **Early man in South America.** Smithsonian Institution. Bureau of American Ethnology. Bulletin 52. Washington 1912. (XV u. 405 S., 68 T. u. 51 Textfig.)

Die Darstellung des ausgezeichneten nordamerikanischen Anthropologen ist durch die Mitarbeit von W. H. HOLMES, BAILEY WILLIS, FRED EUGENE WRIGHT und CLARENCE N. FENNER unterstützt worden. Das vortrefflich ausgestattete Buch enthält eine dankenswerte kritische Zusammenfassung des gesamten südamerikanischen Materials und gibt auch eine Übersicht über die geologischen Verhältnisse der Fundschichten. SAL.

V. Persönliches, Versammlungen usw.

Habilitiert hat sich Dr. E. KRENKEL für Geologie an der Universität Leipzig; Dr. J. WOLDRICH für Geologie an der Böhm. Technischen Hochschule in Prag; Dr. R. LACHMANN für Geologie an der Universität Breslau.

Ernannt ist: Dr. M. v. KOMOROWICZ zum holländ. Staatsgeologen von Niederländisch-Indien; der Bezirksgeologe Dr. O. H. ERDMANNSDÖRFFER-Berlin als Nachfolger STILLES zum ord. Professor der Geologie an der Techn. Hochschule in Hannover; der nicht etatmäßige Geologe Dr. Joh. BEHR zum Bezirksgeologen a. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt Berlin; der ao. Prof. der Paläontologie Dr. O. ABEL-Wien zum ord. Titularprofessor.

Berufen ist: Prof. POMPECKJ in Göttingen zum Nachfolger † E. v. KOKENS in Tübingen; der Privatdozent für Mineralogie und Geologie a. d. Technischen Hochschule Dresden, Dr. E. RIMANN, als Nachfolger von Prof. HUSSAK zum Chefmineralogen und Petrographen an der Geologischen Landesanstalt in Rio de Janeiro.

Gestorben sind: im November in Colinton bei Edinburg der englische Paläontologe Dr. R. H. TRAQAIR; am 10. Januar in Wien der Chefgeologe der K. Österr. Geolog. Reichanstalt, Bergrat Dr. FRIEDRICH TELLER, der sich besonders um die geologische Erforschung der südlichen Kalkalpen in Kärnten, Krain und Steier-

mark verdient gemacht hat; Mitte Januar in Berlin der Kustos und Bibliothekar an der Kgl. Bergakademie Dr. Oskar Eberdt.

Am 18. März starb der ord. Honorarprofessor an der Universität Freiburg i. B. Dr. Georg Boehm, verdienter Paläontologe, namentlich bekannt durch seine Bearbeitung der Bivalven der Stramberger Schichten und durch seine wichtigen Entdeckungen in den Molukken.

Professor Emil-Phillippi-Stiftung. Das diesjährige Erträgnis der Stiftung ist dem Privatdozenten an der Universität Marburg Dr. K. Andrée verliehen worden.

Internationaler Geologenkongreß.

Der Norddeutsche Lloyd und die Hamburg-Amerika-Linie haben auf Anfrage von Seiten des Vorstandes der Geologischen Vereinigung den Mitgliedern für den Besuch des XII. Internationalen Geologen-Kongresses in Toronto für Hin- und Rückfahrt nach Nordamerika eine Preisermäßigung von 25% (der Lloyd bis 30%) gewährt. Jedoch muß auf alle Fälle der Minimalpreis der I. Klasse des Schiffes gezahlt werden.

Diese Vergünstigung tritt aber nur ein, wenn die Hinreise vor dem 1. August und die Rückreise nach dem 1. August angetreten wird.

Da die Tagung des Kongresses abweichend von der ersten Bekanntmachung schon am 7. August beginnen wird, so kommen für die Überfahrt I. Klasse hauptsächlich folgende Schiffe in Betracht:

Bremen-New York.

von Bremen			an New York		Minimalpreis
12. Juli	Prinz Friedrich Wilhelm	. . . . .	21. Juli		400 ℳ
15. »	Kronprinz Wilhelm	. . . . .	22. »		490 »
19. »	Berlin	. . . . .	28. »		400 »
22. »	Kronprinzessin Caecilie	. . . . .	29. »		500 »
26. »	George Washington	. . . . .	3. August		460 »
29. »	Kaiser Wilhelm der Große	. . . . .	5. »		490 »
ab Hamburg			an New York		
17. Juli	Kaiserin Augusta Victoria	. . . . .	26. Juli		460 ℳ
30. »	Imperator	. . . . .	6. August		520 »

Eine möglichst frühzeitige Platzbestellung ist erwünscht. Vermittelung der Platzbestellung für die Lloydschiffe übernimmt Herr Heinrich Brink Bonn, Am Hof 9.

VI. Geologische Vereinigung.

Die Altersfolge der primär ausgeschiedenen sulfidischen Mineralien in den Oberschlesischen Zink- und Bleierzlagerstätten und die Bedeutung der Altersfolge der primär ausgeschiedenen Mineralien der Erzlagerstätten überhaupt.

Von Bergrat Dr. phil. **Eugen Schulz** (Cöln).

(Vortrag gehalten in der Ortsgruppe Bonn d. Geol. Ver. zu Cöln am 11. Mai 1912.)

Mit 5 Textfiguren.

Die in den Dolomiten der Trias Oberschlesiens aufsetzenden Zink- und Bleierzlagerstätten ziehen sich mit der Trias über die Grenze hinaus nach Rußland und Galizien hinein. Mit dem oberschlesischen Teile dieser Erzlagerstätten hat sich in geologischer Hinsicht zuletzt MICHAEL befaßt, der seine damaligen Ergebnisse in einem Vortrage in der Deutschen geologischen Gesellschaft im Jahre 1904 veröffentlicht hat. Den russischen und galizischen Teil, das sogenannte Becken von Dombrowa, hat BOGDANOWITSCH im Jahre 1907 behandelt. Beide Autoren stimmen darin überein, daß die Dolomite nicht ursprüngliche Ablagerungen sind, sondern daß sie durch sekundäre Umbildung von Muschelkalkschichten hervorgerufen wurden. Nach MICHAEL sind sie an Spaltensysteme gebunden und durch die zirkulierenden Wasser aus besonders prädisponierten Kalksteinen durch Umwandlung derselben entstanden. An diese Dolomitisierung habe sich eine zweite und weitere Umbildung des Gesteines angeschlossen durch Ausscheidung der ersten oder primären Erzführung ursprünglich geschwefelter Metallverbindungen. Die Erzführung ist auf den Dolomit beschränkt und findet sich z. T. in den untersten Partien des Dolomits über dem unzersetzten Kalke, dem sog. Sohlensteine, z. T. aber auch in oberen Lagen im Dolomite. Nach der Auffassung MICHAELS sind Dolomitisierung und Vererzung auf dieselbe Ursache zurückzuführen, immerhin aber beginnen diese Umwandlungen auch nach ihm mit der Dolomitisierung. Für das Becken von Dombrowa kommt BOGDANOWITSCH zu dem ähnlichen Ergebnis, daß die Dolomitisierung bereits vor der Ablagerung der Erze vorhanden war, daß aber gleichzeitig mit der Ablagerung der Erze noch Erscheinungen eingetreten sind, die zur Dolomitisierung zu rechnen sind. Die Dolomitisierung war also nach beiden Autoren z. T. bereits erfolgt, ehe die Erze sich ausschieden.

Nach MICHAEL läßt sich »eine Gesetzmäßigkeit der Erzausscheidungen, eine bestimmte Reihenfolge zwischen Bleiglanz, Zinkblende und Markasit nicht ermitteln«[1]). Dieses Urteil ist auffällig, weil BOGDANOWITSCH in dem Becken von Dombrowa eine solche Gesetzmäßigkeit beobachtet hat. Die hierzu gehörigen Erzgänge von Boleslaw legen nach ihm »eine deutlich symmetrische krustenförmige Zusammensetzung aus Markasit und Zinkblende an den Tag«, und er findet hierin eine Erklärung für die Altersfolge bei unsymmetrischer Zusammensetzung: Diese

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1904, Verh., S. 137.

sei überall Markasit, Zinkblende, Bleiglanz[1]). Wenn diese Gesetzmäßigkeit für das Erzgebiet von Dombrowa richtig beobachtet ist, so muß sie sich auch in den Erzlagerstätten Oberschlesiens nachweisen lassen.

Vorliegende Stufen aus der Zink- und Bleierzgrube Bleischarley bei Beuthen, die ich mir dank der Liebenswürdigkeit des Geheimen Bergrats Uthemann in dem Erzhaufwerke dieser Grube gelegentlich eines flüchtigen Besuches in Oberschlesien gegen Ende des Jahres 1910 aussuchen konnte, sind geeignet, diese Frage etwas aufzuklären[2]).

Eine der Stufen besteht aus zelligem Markasit. Derselbe hat sich in der Weise gebildet, daß der Markasit sich auf den Klüften und feinen Rissen des Dolomits ansiedelte und dann auch die benachbarte Rinde des Dolomits metasomatisch verdrängte. Nach Ausscheidung des Markasits wurde der noch verbliebene Teil des Dolomits aufgelöst und weggeführt, so daß das zellige Gewebe des Markasits allein zurückblieb.

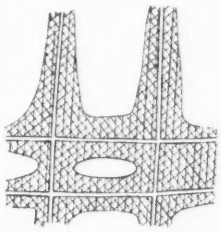


Fig. 1.

Eine zweite Stufe zeigt in ähnlicher Weise ein zelliges Auftreten von Zinkblende, zwischen der der Dolomit weggelaugt ist (vgl. Fig. 1). Die einzelnen Zellenwände, die übrigens stärker ausgebildet sind, als die aus Markasit bestehenden Zellenwände der ersteren Stufe, zeigen im Inneren schmale Hohlräume, die Schnitten gleichen und den Oberflächen der Wände annähernd parallel verlaufen. Hier dürfte sich zuerst, wie auch bei der ersteren Stufe auf den feinen Rissen des Dolomits Markasit angesiedelt haben, über den sich später unter metasomatischer Verdrängung der angrenzenden Dolomitrinde Zinkblende ablagerte. Schließlich wurde dann nicht nur der noch verbliebene Dolomit, sondern auch der Markasit weggelaugt, so daß das ehemalige Markasitskelett jetzt Hohlräume in den Zellenwänden aus Zinkblende darstellt. Wir können mithin hier bereits den Schluß ziehen, daß der Markasit sich früher als die Zinkblende ausgeschieden hat.

An einer dritten Stufe sieht man einen Kern von Dolomit, der von einer gleichmäßigen Schicht von Zinkblende umgeben ist. Auf der Grenze zwischen Dolomit und Zinkblende, z. T. auch in der Zinkblendeschicht selbst hat sich hier und da Bleiglanz angesiedelt, der an einzelnen Stellen zu größeren Individuen ausgewachsen ist, im Wachstum die Zinkblende z. T. metasomatisch verdrängend, z. T. aber auch mechanisch in die Höhe hebend. Daß die Zinkblende nicht etwa jünger ist, als der Bleiglanz und nicht die fertig ausgebildeten Bleiglanzkristalle überzogen hat, geht daraus hervor, daß die Bleiglanzindividuen keine Kristallflächen, sondern eine abgerundete Oberfläche zeigen.

An einer anderen Stufe finden sich einige größere unregelmäßige Bleiglanzkristalle, die teilweise von kristallinischer Zinkblende bedeckt sind. Bei näherer Betrachtung zeigt es sich, daß die Kristalle unvollkommen ausgebildet sind, d. h. Anlage zur Skelettbildung zeigen, und daß gerade in den Vertiefungen des Skeletts die Zinkblendeüberdeckung lagert. Die Zinkblende ist also ausgeschieden worden, ehe die Kristalle fertig ausgebildet waren, und somit überhaupt älter, als der Bleiglanz. Der Bleiglanz hat im Wachstum eine dünne Zinkblendeschicht gehoben und zerbrochen und konnte dort, wo er nicht mehr von Zinkblende bedeckt war, als Kristall frei wachsen, während die bedeckten Teile des Individuums im Wachstum zurückblieben. Wir haben also das sichere Ergebnis, daß der Bleiglanz jünger, als die Zinkblende ist. Da die zweite Stufe schon zu der Erkenntnis führte, daß

[1]) K. Bogdanowitsch, Materialien zur Kenntnis des Muschelkalkes im Becken von Dombrowa. 1907, S. 97.

[2]) Die Stufen sind im geologischen Institute der Universität Bonn niedergelegt worden.

die Zinkblende wiederum jünger als der Markasit ist, so haben wir also jetzt schon die Bestätigung der von Bogdanowitsch aufgestellten Altersfolge Markasit, Zinkblende, Bleiglanz.

Glücklicherweise lassen sich aber noch weitere zwingende Beweise für diese Altersfolge beibringen. An mehreren der Stufen finden sich Kerne von Markasit, von einer Schicht von Schalenblende umgeben, die aus verschiedenen dunkler und heller gefärbten Lagen besteht (vgl. Fig. 2). Wie die Beschaffenheit des Markasits und die Form der Kerne zeigen, handelt es sich nicht etwa um Stalaktiten, sondern um ehemalige Hohlraumausfüllungen. Diese aus Markasit und Schalenklende bestehenden Körper sind zerbrochen und die Bruchstücke sind in kristallinischer Zinkblende oder auch in Bleiglanz eingebettet, die auf den Bruchflächen, also sowohl auf dem Markasit, als auch auf der Schalenblende aufsitzen. Die kristallinische Zinkblende ist also jünger als Schalenblende und Markasit. Zuweilen macht sie einen porösen Eindruck, als ob sie nicht unter metasomatischer Verdrängung anderer Körper, sondern im freien Raum ausgeschieden wäre. Vielfach umhüllt sie auch Dolomitbrocken oder kittet Dolomitbrocken zu einer Breccie zusammen. Wenn wir auf die beiden zuerst besprochenen Stufen zurückgreifen, so haben wir gesehen, daß nach der Ausscheidung des Markasits in dem einen Falle, nach Ausscheidung der Zinkblendelage in dem anderen Falle, der Dolomit durch Lösung weggeführt wurde. Diese Auflösung von Dolomit zur Zeit der Ausscheidung der Zinkblende muß größere Hohlräume erzeugt haben, auf deren Boden sich Bruchstücke von nicht gelöstem Dolomit und Bruchstücke älterer Ausfüllungen kleinerer Hohlräume ansammelten. Durch die Ausscheidung der kristallinischen Zinkblende wurden dann diese Bruchstücke voneinander getrennt und jedes von einer Schicht von kristallinischer Zinkblende umgeben.

Fig. 2.

Die kristallinische Zinkblende schied sich aber nicht nur im freien Raum aus, sondern wo ein Dolomitbruchstück bereits früher von Schalenblende umgeben war, siedelte sie sich unter metasomatischer Verdrängung des Dolomits auf der Substanzgrenze von Schalenblende und Dolomit an und wurde ihrerseits später wieder teilweise durch Bleiglanz ersetzt (vgl. Fig. 3). Daß die kristallinische Zinkblende und der Bleiglanz jünger sind, als die Schalenblende, läßt sich mit Sicherheit durch die

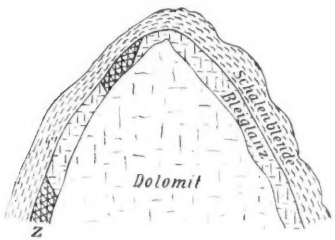


Fig. 3.

Fig. 4.

Überlagerung der Bruchflächen der aus Markasit und Schalenblende bestehenden Körper (Fig. 2) erkennen. Außerdem geht das geringere Alter des Bleiglanzes deutlich daraus hervor, daß bei traubiger Schalenblende der Bleiglanz von innen heraus unter metasomatischer Verdrängung der Schalenblende nach der Oberfläche ihn gewachsen ist, mit seiner Umgrenzung die Lagen der Schalenblende durchschneidend (vgl. Fig. 4).

Es fehlt noch der Nachweis, daß der Markasit älter als die Schalenblende ist.

Es war oben schon erwähnt worden, daß die zerbrochenen Kerne von Markasit und Schalenblende (Fig. 2) als Hohlraumausfüllungen zu deuten sind. Da die Dolomitisierung bereits vor der Ausscheidung der sulfidischen Metallverbindungen begonnen hatte, so fand der sich zuerst ausscheidende Markasit Hohlräume vor, die kleiner und leer oder größer und z. T. mit Bruchstücken von Dolomit gefüllt waren. Die kleineren Hohlräume konnte der Markasit ganz ausfüllen, die größeren mit den in ihnen enthaltenen Dolomitbrocken dagegen nur mit einer Schale von Markasit überziehen, die eine traubige Oberfläche zeigt. Nach der Beendigung der Abscheidung des Markasits siedelte sich dann in beiden Fällen die Schalenblende auf der Grenze zwischen Markasit und Dolomit an und bildete unter Verdrängung des Dolomits ihre Lagen, sich der Oberfläche des Markasits gegen den Dolomit anschmiegend, wie auch bei der Bildung der zelligen Zinkblende. Ich habe nicht beobachten können, daß die Schalenblende den Markasit verdrängt oder angegriffen hätte. Wohl aber ist an einigen Stellen deutlich zu sehen, daß die Lagen von Schalenblende z. T. kristallinisch geworden sind, und der Markasit ein zerfressenes, löcheriges Aussehen angenommen hat. Diese Umwandlung ist also nach der Ablagerung der Schalenblende und vor oder beim Beginn der Ausscheidung der kristallinischen Blende erfolgt, zur nämlichen Zeit, in welcher das Markasitskelett der zelligen Zinkblende weggelaugt wurde. Bei der zelligen Zinkblende ist die Oberfläche so gestaltet, als ob sie aus Schalenblende bestände, die Bruchflächen zeigen aber kristallinische Beschaffenheit. Wahrscheinlich ist also die Blende in diesem Falle als Schalenblende abgeschieden, aber zur Zeit der Auflösung des Dolomits und des Markasitskeletts in kristallinische umgewandelt worden. Daß das weggelaugte Skelett in der Tat aus Markasit bestanden hat, geht aus der Überlegung hervor, daß außer Markasit nur Schalenblende in Frage kommen könnte, bei der Weglaugung der Schalenblende aber kaum die kristallinische Blende unversehrt erhalten geblieben wäre. Der Markasit ist also in diesem Falle älter gewesen, als die Zinkblende, die wahrscheinlich ursprünglich Schalenblende war.

Wir müssen daher auch dort, wo der Markasit mit traubiger Oberfläche eckige Bruchstücke von Schalenblende mit Bleiglanz umhüllt, annehmen, daß diese Bruchstücke bei der Ausscheidung von Markasit aus Dolomit bestanden haben, der späterhin durch Schalenblende und Bleiglanz ersetzt wurde. Bewiesen wird dies dadurch, daß die Markasitschale zusammengedrückt und zerbrochen erscheint (vgl. Fig. 5).

Fig. 5.

Dieser Markasit ist also älter, als die Schalenblende und somit auch älter, als der Bleiglanz. Es finden sich aber zuweilen Stellen, an denen eine nur dünne und unterbrochene Schicht von kristallinischem Markasit auf Bleiglanz sitzt. In einzelnen dieser Fälle ist erkennbar, daß der ursprüngliche Dolomitbrocken oder die an Stelle des Dolomits getretene Schalenblende ganz und auch die Markasitumhüllung z. T. durch Bleiglanz verdrängt worden sind, und zwar dadurch, daß die Bleiglanzindividuen eine abgerundete Oberfläche zeigen, auf der die Markasitreste aufsitzen. In anderen Fällen ist der Markasitkern der aus Schalenblende und Markasit bestehenden Hohlraumausfüllungen (vgl. Fig. 2) allmählich durch Auflösung zerfressen und durch großblättrigen Bleiglanz ersetzt worden. Auch hier zeigt der Bleiglanz meist eine abgerundete Oberfläche, nur in einem Falle zeigen sich in der porösen Grenze zwischen dem Bleiglanze und der umhüllenden Schicht von kristallinisch gewordener Schalenblende an dem Bleiglanze Würfelflächen. Diese aber verraten einen Ansatz zur Skelettbildung und enthalten in der Vertiefung Markasit-

reste. Auch hier ist somit der Markasit älter als der Bleiglanz und von dem gleichen Alter, wie der primär ausgeschiedene Markasit überhaupt.

Die aus der Grube Bleischarley stammenden Stufen zeigen also die Altersfolge Markasit, Schalenblende, kristallinische Blende, Bleiglanz; sie entspricht der von Bogdanowitsch für die Erzlagerstätten von Dombrowa aufgestellten Altersfolge.

Über die Art der Abscheidung der primären Mineralien können mir zusammenfassend folgendes sagen: Der Markasit schied sich auf feinen Rissen aus, erfüllte kleinere Hohlräume ganz und überzog in größeren Hohlräumen die Oberfläche mit einer traubig-schaligen Schicht. Die Schalenblende siedelte sich an der Grenze zwischen Markasit und Dolomit an, letzteren metasomatisch verdrängend. Sie wurde weiterhin z. T. in kristallinische Blende umgewandelt, und gleichzeitig wurde Dolomit und Markasit z. T. gelöst. Sodann schied sich die kristallinische Zinkblende, und zwar wiederum an der Grenze von Schalenblende und Dolomit aus, letzteren verdrängend. Die Zinkblende überzog aber auch Bruchstücke von Dolomit und Markasit und verkittete sie miteinander. Der Bleiglanz drang meist von der Grenze von Dolomit gegen Zinkblende vor, verdrängte metasomatisch in erster Linie die Blende, anscheinend aber auch zuweilen Dolomit und Markasit. Dagegen scheinen sich die jüngeren Mineralien in den vorliegenden Stufen nicht in den von Markasit frei gelassenen Drusen angesiedelt zu haben. Diese Art der Ausscheidung der jüngeren Mineralien läßt die Altersfolge zunächst undeutlich oder gar umgekehrt erscheinen. Dies mag ein Grund dafür sein, daß bisher eine gesetzmäßige Reihenfolge bei der primären Abscheidung der Mineralien in den oberschlesischen Erzlagerstätten nicht ermittelt wurde. Ein weiterer Grund wird in späteren Neubildungen zu suchen sein. Michael deutet dies durch den Satz an: »Bei dieser Frage müssen die im Grundwasserbereich noch heute vielfach möglichen und tatsächlich erfolgenden Neubildungen berücksichtigt werden«. Das ist zweifellos richtig. Ich glaube aber nicht, daß es sich bei den von mir besprochenen Erscheinungen irgendwo um Neubildungen handeln kann.

Die Altersfolge Markasit, Zinkblende, Bleiglanz ist bereits im Jahre 1882 von Chamberlin[1]) für die in den untersilurischen Kalken des südwestlichen Wisconsin aufsetzenden Erzlagerstätten festgestellt worden, und Eichhorn hat sie im Jahre 1888 von den Erzlagerstätten im mitteldevonischen Kalke von Iserlohn beschrieben[2]). Allem Anscheine nach ist sie somit, sofern überhaupt eine Altersfolge nachweisbar ist, für die in Kalken auftretenden Erzlagerstätten allgemein gültig[3]).

Daß in den Gängen und Erzlagerstätten eine Altersfolge oder Sukzession der Mineralien beobachtet werden kann, ist schon sehr lange bekannt. Schon im Jahre 1791 hat Werner ausgesprochen, daß in den älteren Erzgängen des Freiberger Reviers der Quarz zuerst ausgeschieden und von den Erzen die Blende wiederum älter als der Bleiglanz sei[4]). Im Jahre 1849 hat dann Breithaupt seine »Paragenesis der Mineralien« veröffentlicht, die, so trefflich das Buch im allgemeinen ist, doch wohl hinsichtlich der Altersfolge der Gangmineralien nicht klärend, sondern verwirrend gewirkt hat, weil er auf das Nebeneinandervorkommen, die Assoziation der Mineralien größeres Gewicht gelegt hat, als auf die Altersfolge. Infolgedessen ist man bei einer vielleicht zu scharfen Scheidung der edlen Quarz-

[1]) Geology of Wisconsin. IV, 1882, S. 491.

[2]) Z. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, 1888, S. 148.

[3]) Dies dürfte auch für die Aachener Erzlagerstätten gelten, deren Erze im allgemeinen ähnlich den Oberschlesischen gebildet sind. Vielfach hat sich indessen in den von den Gängen aus gebildeten Stockwerken die Schalenblende nicht nur zwischen Markasit und Kalk unter metasomatischer Verdrängung des letzteren, sondern gleichzeitig auch in den Hohlräumen über dem Markasit abgeschieden und dabei z. T. Formen angenommen, die mit Stalaktiten verglichen worden sind, in ihrer Entstehung aber nichts damit gemeinsam haben.

[4]) Neue Theorie von der Entstehung der Gänge, Freiburg 1791, S. 227 ff.

formation, der kiesigen Bleiformation und der Braunspatformation im Freiberger Reviere[1]) geblieben, obwohl Übergänge vorliegen, und es keineswegs ausgeschlossen ist, daß auch bei etwas verschiedenem Alter der Gangspalten die Zinkblende und der Bleiglanz in den Gängen dieser älteren Gangformationen, soweit es sich um primäre Ausscheidungen handelt, gleichaltrig sind. Beide Mineralien zeigen allerdings in den Gängen der Braunspatformation einen wesentlich höheren Silbergehalt, indessen deutet manches darauf hin, daß die den höheren Silbergehalt hervorrufenden Mineralien später eingewandert sind.

Ein wesentlicher Grund dafür, daß man die Altersfolge der Gangmineralien bis vor kurzem nicht mit voller Sicherheit hat erkennen können, ist darin zu suchen, daß man keine Kenntnis davon hatte, wie sich die Mineralien in den älteren Gängen abzuscheiden pflegten. Wir verdanken diese Kenntnis für die Ganggebiete des Siegerlandes und der benachbarten Erzreviere Bornhardt, dem es auch gelungen ist, auf Grund dieser Kenntnis die Altersfolge der primären Gangmineralien in der geschlossenen Gangmasse der älteren Gänge dieses Gebietes mit Sicherheit aufzustellen:

(Älterer Quarz, selten ausgebildet,)
Spateisenstein und Schwefelkies,
Quarz der Hauptformation,
Zinkblende,
Kupferkies und Fahlerz,
Bleiglanz.

(Diese Altersfolge wurde von dem Vortragenden durch die Vorführung der trefflichen farbigen Gangbilder erläutert, die von Dr. Baumgärtel photographisch aufgenommen sind und dem demnächst erscheinenden zweiten Teile des Bornhardtschen Werkes über die »Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung« beigegeben werden sollen. Sie waren von Geheimrat Bornhardt dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt worden.)

Bornhardt ist nun der Ansicht, daß sich bei der Aufreißung der Gangspalten dieser älteren Gänge in den seltensten Fällen offene Gangräume gebildet haben, daß vielmehr der z. T. in so mächtigen Gängen auftretende Spateisenstein sich in den fast geschlossenen Spalten angesiedelt und bei weiterer Einwanderung und weiterem Wachstum infolge der Kristallisationskraft selbst Raum geschaffen habe. Wo offene Gangräume vorhanden gewesen wären, hätte der Spateisenstein diese allerdings zunächst durch lagenförmiges Wachstum ausgefüllt, und nur in seltenen Fällen seien Drusen unausgefüllt geblieben. In ähnlicher Weise hätte auch Quarz und Zinkblende selbständige Gänge gebildet. Dies sei aber ein Ausnahmefall. Die Regel sei vielmehr, daß der Quarz der Hauptformation auf Rissen in den Spateisenstein der Spateisensteingänge eingedrungen sei und diesen z. T. metasomatisch verdrängt habe. In gleicher Weise sei der Spateisenstein und der Quarz der Hauptformation durch Zinkblende und Bleiglanz und die Zinkblende wiederum ihrerseits durch die jüngeren Mineralien insbesondere den Bleiglanz metasomatisch verdrängt worden. Die große Mehrzahl der heute so verschiedenartig ausgebildeten Gänge des Gebiets seien aus reinen Spateisensteingängen hervorgegangen.

Auf Erzgängen zeige es sich oft, daß der Spateisenstein nur an wenigen Stellen mit dem Quarz in unmittelbare Berührung trete. Diese Eigentümlichkeit hänge damit zusammen, daß die Zinkblende bei ihrer Einwanderung in die Gangmasse mit Vorliebe der Substanzgrenze zwischen Spateisenstein und Quarz gefolgt sei und diese beiden Mineralien dabei voneinander getrennt habe. Die gleiche Bevorzugung von Substanzgrenzen habe auch bei der Ausscheidung anderer Mineralien in der geschlossenen Gangmasse stattgefunden. Da, wo die einwandernden Erze

[1]) Vgl. Hermann Müller, Die Erzgänge des Freiberger Bergrevieres. Leipzig 1901.

in der älteren Gangmasse offene Drusenräume zur Verfügung hatten, hätten sie es häufig verschmäht, dieselben auszufüllen, und statt dessen vorgezogen, die geschlossene Gangmasse metasomatisch zu verdrängen.

Mir scheint hier deutlich eine Übereinstimmung mit der Art der Erzausscheidung in Oberschlesien zutage zu treten, wo sich auch das jüngere Mineral auf der Substanzgrenze zwischen dem älteren Mineral und dem Dolomit ausgeschieden, dagegen die von dem Markasit freigelassenen Drusen verschmäht hat.

Vergleichen wir nun die Altersfolge der Mineralien der in kalkigem Nebengestein ausgeschiedenen Erzlagerstätten mit der von Bornhardt für das Siegerland festgestellten, so sehen wir, daß die sulfidischen Mineralien dieselbe Altersfolge Schwefelkies (Markasit), Zinkblende, Bleiglanz zeigen. Nur hat sich im Siegerlande neben dem Schwefelkies und vor der Zinkblende Spateisenstein und Quarz ausgeschieden. Ja im engeren Gebiete der Siegener Schichten, die mächtige Folgen von quarzitischer Grauwacke enthalten, zeigen die Gänge nur eine oft sehr mächtige Ausfüllung von Spateisenstein, der hier und da von Quarz ersetzt ist, und führen von den sulfidischen Mineralien nur den dem Spateisenstein gleichaltrigen Schwefelkies. Bornhardt hat anerkannt, daß der Spateisenstein besonders dort gern von Quarz verdrängt ist, wo die Gänge Grauwackenmassen durchsetzen. Diese Umstände deuten darauf hin, daß die Abscheidung von Spateisenstein und Quarz durch die Einflüsse des Nebengesteins hervorgerufen ist. Ich kann mich in dieser Hinsicht auch auf Breithaupt berufen, der bereits im Jahre 1849 das »merkwürdige Verhalten des Quarzes« erwähnt, »daß er in denjenigen Gangformationen fast ganz fehlt, welche in Gebirgsarten aufsetzen, die nicht selbst aus Quarz und Silicaten oder bloß aus Silicaten zusammengesetzt sind«. (Paragenesis S. 266).

Da es sich um eine gesetzmäßige Altersfolge der Mineralien in den Gängen handelt, so kann die Ursache zu diesem Einflusse des Nebengesteins nicht in zufällig eintretenden chemischen Prozessen gesucht werden. Vielmehr bleibt nur die Möglichkeit, daß die quarzreichen Nebengesteinsarten auf die Löslichkeit der Mineralien in den Thermen anders eingewirkt haben, als die übrigen Nebengesteinsarten.

Da die Löslichkeit der Mineralien von der Temperatur abhängig ist, und die aufsteigenden Mineralösungen sich zweifellos in den nach oben hin immer kühler werdenden Schichten abkühlen mußten, so ist mithin zu erwarten, daß den quarzreichen Nebengesteinsarten eine andere Wärmeleitungsfähigkeit eigen ist[1]). Ich stehe übrigens mit dieser Anschauungsweise nicht vereinzelt da; auch Geheimrat Steinmann hat im Jahre 1910 auf die Bedeutung der verschiedenen Wärmeleitungsfähigkeit des Nebengesteins für die Ausfüllung der Gänge hingewiesen[2]). Leider sind die wenigen bisher bekannt gewordenen Untersuchungen über die Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine nicht recht verwertbar. Dagegen kennen wir die Wärmeleitungsfähigkeit für einige hier wesentlich in Betracht kommenden Mineralien und Substanzen, die in der Tabelle auf der folgenden Seite zusammengestellt sind.

Wir können daraus erkennen, daß Quarz eine wesentlich höhere Wärmeleitungsfähigkeit hat, als die übrigen gesteinsbildenden Mineralien, und daß insbesondere Wasser dem Wärmedurchgang einen großen Widerstand entgegensetzt, der sich auf poröse wasserreiche Gesteine übertragen muß[3]). Es ist also ein-

[1]) Glückauf, 1911, S. 577 ff.

[2]) Vortrag auf dem Internat. Kongreß Düsseldorf 1910, Berichte d. Abt. f. pr. Geol. S. 178.

[3]) Joh. Königsberger und Max Mühlberg (Neues Jahrb. f. Min., Beilage Bd. XXXI, 1911, S. 141) geben für Quarz als Mittelwert offenbar unrichtig 6,23 . 10^{-3} an, für Wasser den ungefähr richtigen Wert »1,3 . 10^{-3}, also ein Viertel« der Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine. Sodann sagen sie: »Aus diesen Zahlen

Absolute Wärmeleitungsfähigkeit k[1]),

bezogen auf Zentimeter, Gramm, Sekunde und Zentesimalgrad. In einer ebenen Platte von 1 cm Dicke, deren beide Seiten um 1° verschiedene Temperatur haben, geht durch jeden Quadratzentimeter in der Sekunde so viel Wärme, als nötig ist, um k Wasser von 0 auf 1° zu erwärmen.

Substanz	Temperatur ° C.	k	Temperatur ° C.	k
Silber	18	1,006	100	0,9919
Schmiedeeisen	0	0,2070	100	0,1567
Stahl mit 1% C	18	0,1085	100	0,1076
Steinkohle	—	0,000297	—	—
Steinsalz	0	0,0137	—	—
Anhydrit	0	0,0123	—	—
Wasser	11	0,00147	25	0,00136
Luft	0	0,04562	100	0,047197
Kohlensäure	0	0,04327	100	0,04506
Quarz	0	0,0158	100	0,012798[2])
„ ∥ zur Achse	0—17	0,0263	—	—
„ ⊥ zur Achse	0–17	0,0160	—	—
Feldspat aus Japan	16–69	0,0058	—	—
„ (anderes Stück)	18—74	0,0055	—	—
Kalkspat ∥ zur Achse	0—17	0,0096	—	—
„ ⊥ zur Achse	0—17	0,0079	—	—
Carrar. Marmor	30	0,00501	100	0,00500825[3])
Kreide	—	0,0022	—	—
Schiefer	unter 0	0,00081	92—96	0,00357

leuchtend, daß dichte quarzitische Grauwacke von allen Gesteinen, die in großen Massen vorkommen, die Wärme am besten, poröser Kalk die Wärme am schlechtesten leitet. Mächtige Folgen von quarzitischer Grauwacke, wie sie in den Siegener Schichten auftreten, werden also am intensivsten abkühlend auf die aufsteigenden Minerallösungen einwirken, Tonschiefer, die mit Grauwacken wechsellagern, und feldspathaltige Gesteine weniger und poröse Kalke am wenigsten. Nun finden sich im Gebiete der Siegener Schichten, also im Gebiete der intensivsten Abkühlung der aufsteigenden Minerallösungen, mächtige Spateisenstein-Quarzgänge. Im Gebiete der über und unter den Siegener Schichten lagernden

läßt sich für die Alpen die Folgerung ziehen, daß die verschiedene Wärmeleitfähigkeit der Gesteine ein Faktor von untergeordneter Bedeutung ist. Ob Kalk, Granit oder Gneis das Gestein bildet, ist ganz gleichgültig, nur unter ausgedehnten Schiefermassen wird bei gleicher Lagerung die Tiefenstufe etwas größer sein, als bei Gneisen. Unter feuchten Gesteinen wird sie um etwa 4—8% kleiner sein als unter trocknen.« Die Einwirkung des Wassers als Bergfeuchtigkeit ist hier nicht richtig eingeschätzt, ebensowenig in einer früheren Arbeit Königsbergers (Eclog. geol. Helvet. IX, S. 144) in der es heißt: »Sehr wahrscheinlich ist die Wärmeleitfähigkeit aller Gesteine im normalen feuchten Zustand sowohl untereinander wie nach verschiedenen Richtungen nur wenig voneinander verschieden, da das Wasser mit ziemlich guter Wärmeleitfähigkeit die Zwischenräume ausfüllt.« Man wird daher seinem Urteil über die untergeordnete Bedeutung der verschiedenen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine nicht zustimmen können.

[1]) Auszug aus Landolt-Börnstein, Physikalisch-chemische Tabellen, 1905, S. 507 ff.

[2]) Mit Hilfe des Temperaturkoeffizienten der Wärmeleitungsfähigkeit $\alpha = -0{,}0019$ nach der Formel $k = k_0 (1 + \alpha t)$ berechnet. Vgl. Landolt-Börnstein, a. a. O., S. 512, Tab. 173.

[3]) Desgl. nach $\alpha = 0{,}000005$.

Coblenz- und Gedinienschichten, die mehr Tonschiefer führen, also bei geringerer Abkühlung der Lösungen, besitzen die Spateisenstein-Quarzgänge nur geringe Mächtigkeit, und die ursprünglichen Gangmineralien sind vielfach durch die sulfidischen ersetzt. Die im Kalke bei geringster Abkühlung der Lösungen gebildeten Erzlagerstätten endlich führen fast nur die sulfidischen Mineralien. Es dürfte daher unwiderleglich sein, daß Spateisenstein und Quarz sich nur bei starker Abkühlung der aufsteigenden Minerallösungen ausscheiden können.

Sehen wir uns zum Vergleiche in anderen Erzgebieten Deutschlands um, so finden wir, daß bei Andreasberg die Erzgänge im Tonschiefer, die benachbarten gleichalterigen Eisensteingänge dagegen in der Tanner Grauwacke aufsetzen. Das ist aber dieselbe Beziehung wie im Siegerlande. Im Freiberger Gebiet setzen die Erzgänge im grauen Gneise auf. Dagegen ist dort nach H. Müller in dem ganzen großen Gebiete der roten Gneise kein einziger Erzgang ausgerichtet und bebaut worden. Vielmehr scheint der rote Gneis einer bauwürdigen Erzführung von Gängen der Eisen- und Manganformation zuträglicher gewesen zu sein (S. 281). Die grauen Gneise enthalten nach den von H. Müller (S. 38 und 41) wiedergegebenen Analysen in 6 Fällen zwischen 64 und 65%, in 1 Falle 62,01 und in 1 Falle 68,03% SiO_2, die roten Gneise dagegen 75,74, 76,26, 69,70, 70,20%, also wesentlich mehr Kieselsäure als die grauen Gneise. Die roten Gneise werden daher eine größere Wärmeleitungsfähigkeit besitzen. Das dürfte wiederum dafür beweisend sein, daß die Ausscheidung von Spateisenstein und Quarz auf die größere Wärmeleitungsfähigkeit quarzreichen Nebengesteins zurückzuführen ist.

Sehr interessant ist es nun, daß die Schalenblende in den im Kalke aufsetzenden Lagerstätten sehr verbreitet ist, in den Siegerländer Erzgängen dagegen nur an einzelnen Stellen als Seltenheit erwähnt wird. An eine chemische Einwirkung des Kalkes kann auch in diesem Falle nicht gedacht werden, da neben der Schalenblende auch kristallinische Blende auftritt und wie die Schalenblende Kalk und Dolomit metasomatisch verdrängt. Das Entscheidende für das Auftreten der Schalenblende muß also wiederum die geringere Wärmeleitungsfähigkeit des kalkigen Nebengesteins und die geringere Abkühlung der aufsteigenden Minerallösung sein. Da wir eben festgestellt haben, daß in Oberschlesien die Schalenblende älter ist als die kristallinische, so folgt mithin, daß zur Zeit der Ausscheidung der kristallinischen Blende die Abkühlung der Minerallösung eine stärkere war, als kurz vorher zur Zeit der Abscheidung der Schalenblende. Da sonst alle Bedingungen dieselben geblieben sind, so ist dies nur durch eine Änderung der Temperatur des Nebengesteins, also ein Sinken der mittleren Jahrestemperatur an der Erdoberfläche erklärlich. Hiermit haben wir auch die Ursache der gesetzmäßigen Altersfolge der Mineralien der Erzlagerstätten gewonnen. Sie sind entsprechend ihren Löslichkeitsverhältnissen während einer fortschreitenden Abkühlung des obersten Teiles der Erdkruste infolge eines fortschreitenden Kühlerwerdens des Klimas nacheinander abgeschieden worden[1]).

Perioden einer derartig bedeutenden fortschreitenden Abkühlung sind aber nur in zwei Fällen mit Sicherheit bekannt geworden. Die erste fällt in die paläozoische Zeit, und zwar in den Zwischenraum zwischen der Ablagerung der Steinkohle bei tropischem Klima und der paläozoischen Eiszeit, die auch auf der nördlichen Erdhälfte eine starke Abkühlung hervorgerufen hat, wie die Änderung der Flora zeigt[2]). In dieser Zeit müssen sich die älteren Erzgänge mit gesetzmäßiger Altersfolge der primär ausgeschiedenen Mineralien gebildet haben, wie die des Siegerlandes und seiner Umgebung. Damit stimmt der Umstand vortrefflich überein, daß die Erzgänge sich am Schlusse der Gebirgsfaltung gebildet haben, die Faltung des Variskischen Gebirges aber im wesentlichen in die Zeit der Ablagerung der Steinkohle fällt. Ferner muß die äußerste Erdkruste infolge der Abkühlung von dem tropi-

[1]) Vgl. Glückauf 1911, S. 577 ff., wo sich auch noch andere Beweise finden.
[2]) Vgl. Em. Kayser, Lehrb. d. geolog. Formationskunde, 1908, S. 258 ff.

schen Klima zur Zeit der Steinkohlenablagerung bis zur paläozoischen Eiszeit eine Kontraktion erfahren haben, die sich bei den Erzgängen vielfach in einer allmählichen Erweiterung der Gangspalten geltend machen und das Anwachsen der Mächtigkeit der Gänge durch die Kristallisationskraft (durch Druck von innen heraus, wie BORNHARDT sich ausdrückt) unterstützen konnte[1]).

Die zweite Periode einer bedeutenden fortschreitenden Abkühlung des Klimas fällt in den Zwischenraum zwischen dem tropischen Klima zur Zeit der Braunkohlenablagerung und der diluvialen Eiszeit. In dieser Zeit müssen sich die Erzlagerstätten in der Trias Oberschlesiens gebildet haben, und zwar anschließend an die ungefähr in die Zeit der Braunkohlenablagerung fallende Auffaltung der Alpen und Karpathen.

Es ist also sicher, daß die älteren Erzgänge des rheinischen Gebirges sich in der Zeit des Obercarbon und des Rotliegenden gebildet haben, und der Umstand, daß gewisse Diabasgänge des Rheinischen Gebirges jünger, als der Spateisenstein, aber älter als die Zinkblende- und Bleiglanzausscheidung sind, beweist demnach nur, daß ihre Entstehung in dieselbe Zeit fällt. Nun ist aber die Ansicht von dem devonischen Alter aller in unserem Devon auftretenden, als Diabase bezeichneten Eruptivgesteine so allgemein verbreitet und eingewurzelt, daß voraussichtlich wenig Neigung vorhanden sein wird, gerade einzelne Diabasgänge von den übrigen Diabasen hinsichtlich ihres Alters zu trennen. Aber auch für die Diabase im allgemeinen ist das Alter keineswegs sicher festgestellt. Unter den Gründen, die für das devonische Alter der Diabaslager sprechen, ist einer der gewichtigsten, daß in bestimmten Teilen der devonischen Schichtenfolge meist bestimmte Diabasvarietäten auftreten. So bezeichnet EM. KAYSER in den Erläuterungen zu den Blättern Oberscheld, Herborn, Dillenburg und Ballersbach den grobkörnigen Diabas kurzweg als Oberdevondiabas, den Hornblendediabas spricht er den Tentaculitenschiefern des unteren Mitteldevons zu, den dichten, meist als Mandelstein, seltener als Labradorporphyr entwickelten Diabas dem Mitteldevon im allgemeinen und den dichten, früher Eisenspilit oder Melaphyr genannten Deckdiabas der Grenze zwischen Oberdevon und Culm. KAYSER selbst gibt zu, daß ein Teil dieser Gesteine als später in die umgebenden Schichten eingedrungene, intrusive Massen anzusehen sein dürfte. Nehmen wir einen Augenblick an, daß alle Diabase bei der Faltung der Schichten in dieselben eingedrungen, d. h. intrusiv wären, so müssen wir schließen, daß bei gleicher chemischer Beschaffenheit des Magma nur eine Verschiedenheit in der Schnelligkeit der Abkühlung eine Verschiedenheit in der petrographischen Beschaffenheit des erstarrten Eruptivgesteins hätte hervorbringen können. Eine solche Verschiedenheit konnte aber sehr wohl durch die verschiedene Beschaffenheit des Nebengesteins hervorgerufen werden. Und da in der Tat die petrographische Beschaffenheit der verschiedenen Abteilungen des Mittel- und Oberdevon und des Culms sehr stark voneinander abweicht, so würde es ganz selbstverständlich sein, daß das emporgedrungene Magma innerhalb derselben Schichtenfolge überall annähernd zu derselben Diabasvarietät, innerhalb von Schichtenfolgen, die voneinander verschiedenartig zusammengesetzt sind, zu voneinander verschiedenen Diabasvarietäten hätte erstarren müssen. Unsere Annahme erklärt mithin die Niveaubeständigkeit gewisser Diabasvarietäten besser, als die bisherige, daß es sich um verschiedenaltrige untermeerische Ergüsse handele,

[1]) Die Umkehrung dieser Überlegung, daß nämlich die oberste Erdkruste während der Erwärmung zur Zeit der Ausbildung des tropischen Klimas der Steinkohlenformation eine Ausdehnung und daher eine Faltenbildung habe erfahren müssen, dürfte ebenfalls nicht unrichtig sein, indessen wohl nicht alle Ursachen der Gebirgsbildung umfassen. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß sich bei wiederholten Klimaschwankungen die Wirkungen der wiederholten Erwärmung addieren müssen, weil die Wirkungen dazwischen liegender Abkühlung und Kontraktion schon infolge der Schwerkraft sehr bald ausgeglichen sein werden.

und dürfte daher vorzuziehen sein. Sie würde allerdings voraussetzen, daß alle Diabase unseres Gebirges postculmischen Alters wären. Die Frage, ob dies nicht doch möglich ist, verdient also ernsteste Nachprüfung seitens der Verfechter des devonischen Alters der Diabase. Auf jeden Fall aber wird man mir zugeben müssen, daß die verschiedene Wärmeleitungsfähigkeit der verschiedenen Nebengesteinsarten nicht nur für die Art der Ausfüllung der Erzgänge, sondern auch für die petrographische Beschaffenheit der Eruptivgesteine von sehr wesentlichem Einfluß gewesen sein kann. Die bisher vernachlässigte Untersuchung der Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine verdient also, möglichst gefördert zu werden.

Allerdings muß die Bestimmung der Wärmeleitungsfähigkeit eines Gesteins in feuchtem Zustand desselben und genau erfolgen und möglichst von einer chemischen und petrographischen Untersuchung, sowie einer Bestimmung des spezifischen Gewichts begleitet sein, wenn sie eine zuverlässige Unterlage für weitere Schlußfolgerungen darstellen soll.

Geologie von Westtimor.

Von **J. Wanner** (Bonn).

(Vortrag gehalten am 4. Januar 1913 in der Sitzung der Geol. Vereinigung zu Frankfurt a. M.)

Mit Tafel V.

Die Insel Timor ist in der geologischen Literatur zum ersten Male allgemeiner bekannt geworden als Beyrich[1]) im Jahre 1865 die von dem deutschen Arzt Dr. F. Schneider am Ajer mati in unmittelbarer Nähe der Hauptstadt Kupang entdeckte »Kohlenkalkfauna« beschrieb, die später von Rothpletz[2]) auf Grund eines neuen reicheren, von Wichmann an derselben Stelle gesammelten Materials und der inzwischen erfolgten Veröffentlichungen Waagens und Gemmellaros über die marinen Permfaunen der Saltrange und Siziliens mit Bestimmtheit für eine permische Fauna erklärt werden konnte.

Trotz der frühzeitigen Entdeckung einer interessanten Fauna ist aber die Insel in geologischer Hinsicht bis in die neueste Zeit in ihren allergrößten Teilen eine terra incognita geblieben, da ihr Inneres für den wissenschaftlichen Reisenden wegen des feindlichen Verhaltens der Eingeborenen so gut wie unzugänglich war. Aus diesem Grunde sind trotz der Bemühungen verschiedener Reisender, wie Verbeek (1899)[3]), Wichmann (1889)[4]), Jonker (1872)[5]) und ten Kate (1894)[6]), die geologischen Daten über Timor nur spärlich zusammengeflossen. Von den wichtigen Ergebnissen, die wir den Reisen dieser Forscher verdanken, sind zu nennen: Die Entdeckung neuer interessanter Elemente der permischen Fauna (Timorella[7]),

[1]) F. Beyrich, Über eine Kohlenkalkfauna von der Insel Timor. Abh. d. Berliner Akad. d. Wiss. 1865.

[2]) A. Rothpletz, Die Perm-, Trias- und Juraformation auf Timor und Rotti im indischen Archipel. Paläontographica XXXIX, 1892, S. 57/106, 6. Taf.

[3]) R. D. M. Verbeek, Rapport sur les Moluques. Edit. franç. du Jaarb. v. h. Mynwezen in Nederlandsch Oost-Indie, Bd. XXXVII. Batavia 1908.

[4]) A. Wichmann, Bericht über eine etc. Reise nach dem Indischen Archipel. Tijdschr. v. h. K. N. Aardr. Gen. 1892.

[5]) H. J. W. Jonker, Rapport van het voorloopig onderzoek naar het aanwezen van Kopererts op het eiland Timor. Jaarb. v. h. Mynwezen, 1873, I.

[6]) H. F. C. ten Kate, Verslag eener reis in de Timorgroep etc. Tijdschr. v. h. K. N. Aardr. Gen. 1894. p. 362—381.

[7]) H. Gerth, Timorella permica n. g. n. sp., eine neue Lithistide aus dem Perm von Timor. Zentralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1909. p. 695—700.

Verbeekiella[1]), Schizoblasten[2]), Agathiceraten usw.), mariner triadischer Sedimente (Daonellen- und Halobienkalke)[3]) eocäner Alveolinen- und Nummulitenkalke, mariner pliocäner Mergel mit reichen Faunen[4]), der Nachweis der weiten Verbreitung pliocän-quartärer Korallenkalke und verschiedener permischer und mesozoischer Eruptivgesteine (Melaphyre, Diabase, Peridodite, Serpentine usw.).

Erst im Jahre 1904 gelang es Hirschi unter beträchtlichen Schwierigkeiten, das Innere von portugiesisch Timor zu bereisen und die Insel an zwei Stellen zu durchqueren. Aus seinem vorläufigen Berichte[5]) ist das Vorkommen präcarboner kristalliner Schiefer, einer großen Mannigfaltigkeit permischer, triadischer und jurassischer Sedimente, die er z. T. als »bunte Schichten« zusammenfaßte (darunter permische Crionideenkalke mit Philippsia, verschiedener triadische Stufen mit Dinarites, Halobien, Daonellen, Koninckinen usw.), jurassische Kalke und Mergel (mit Perisphincten und Rhynchonellen) und verschiedener permischer und triadischer Eruptivgesteine zu entnehmen. Auch geht aus seiner Schrift zum ersten Male klar hervor, daß die genannten älteren Sedimente und Eruptiva zu einem Gebirge von äußerst kompliziertem Bau zusammengefaltet sind.

Seitdem ist durch die intensive Aktion besonders der niederländischen Truppen das Innere von Timor für den wissenschaftlichen Reisenden leichter zugänglich geworden. Im Jahre 1909 habe ich auf meiner Molukkenreise auch diese Insel besucht und Dank dem hilfsbereiten Entgegenkommen der niederländischen Behörden unter militärischer Bedeckung in kurzer Zeit einen großen Teil von Niederländisch-Timor bereisen können. Über die Ergebnisse dieser ersten vierwöchentlichen Timorreise habe ich bis jetzt nur einige kleinere Arbeiten veröffentlicht[6]), in denen u. a. die Entdeckung mehrerer neuer, ungemein ergiebiger Fundstellen permischer Faunen mitgeteilt wurde, die wegen eines bis jetzt in Perm einzig dastehenden Reichtums an Echinodermen ein besonderes Interesse darbieten. Außerdem konnten vielversprechende Fragmente triadischer, jurassischer und tertiärer Faunen aus verschiedenen Stufen dieser Formationen nachgewiesen werden. Es war somit klar, daß hier ein dankbares und ergiebiges Feld für weitere, eingehendere Forschungen vorlag. Ich entschloß mich daher zu einer neuen Expedition[7]), auf der ich mich auf die Untersuchung des westlichen Teiles von Niederländisch Timor beschränkte, da zu gleicher Zeit auch die Niederländer unter Leitung

---

[1]) K. A. Penecke, Über eine neue Korallengattung aus der Permformation von Timor. In Verbeek, Rapp. s. f. Mol. p. 672–674.

[2]) G. Boehm, Jüngeres Palaeozoicum von Timor. Geol. Mitt. aus dem Indo-Austral-Archipel VI. Neues Jahrb. f. Min. usw. B. B. XXV. 1907, p. 303–323.

[3]) J. Wanner, Triaspetrefakten der Molukken und des Timorarchipels. Geol. Mitt. aus dem Indo-Austr. Archip. IV. N. Jahrb. f. Min. usw. B. B. XXIV. 1907. p. 161–330.

[4]) K. Martin, Tertiär von Timor. Slg. des geol. Reichs-Mus. in Leiden. Ser. I. Bd. III. S. 305–310. 1887.

[5]) H. Hirschi, Zur Geologie und Geographie von Portugiesisch Timor. Geol. Mitt. aus dem Indo-Austr. Arch. V. Neues Jahrb. f. Min. usw. B. B. XXIV. 1907. S. 460–474.

[6]) Einige geologische Ergebnisse einer i. J. 1909 ausgeführten Reise durch den östl. Teil des indo-australischen Archipels. Zentralbl. f. Min. usw. 1910, S. 137 bis 147. — Neues über die Perm-, Trias- und Juraformation des indo-australischen Archipels. Zentralbl. f. Min. usw. 1910, S. 736–741. — Über eine merkwürdige Echinodermenform aus dem Perm von Timor. Zeitschr. f. indukt. Abst. u. Vererbungslehre, 1910, S. 124–142. — Triascephalopoden von Timor und Rotti. Neues Jahrb. f. Min. usw. B. B. XXXII. 1911, S. 177–196.

[7]) Für diese Expedition stellte Frau E. Waldthausen in gütiger Weise die erforderlichen Mittel zur Verfügung. Unabhängig davon nahmen an derselben teil die Geologen Dr. O. Welter und Dr. C. A. Haniel, denen ich eine große Reihe topographischer und geologischer Beobachtungen verdanke, und der Zoologe C. B. Haniel in Begleitung des Präparators Rockinger.

von Prof. G. A. F. Molengraaff eine Timorexpedition vorbereiteten und die Aufnahme des östlichen Teiles von Niederländisch Timor zu übernehmen wünschten.

In den folgenden Zeilen versuche ich, eine vorläufige Übersicht über die geologischen Ergebnisse meiner Timorreisen zu geben, soweit das bei dem momentanen Stande der Bearbeitung des umfangreichen Materials möglich ist[1]). Diese Resultate sind zum großen Teil in der hier beigefügten Übersichtskarte (Taf. V) niedergelegt. Bei der Kleinheit des Maßstabes und der großen Komplikation der geologischen Verhältnisse in manchen Gebieten, für deren einigermaßen detaillierte Darstellung ein Maßstab von mindestens 1 : 50 000 nötig wäre, mußten vielfach verschiedene Formationen zu größeren Komplexen zusammengefaßt werden, bei deren Besprechung wir zunächst von den jüngsten Bildungen ausgehen[2]).

I. Marine Sedimente der Pliocän-Quartärzeit und Flußalluvionen. Im westlichen Timor ist ungefähr ein Drittel der heutigen Landoberfläche mit jungen (pliocän-quartären) Meeressedimenten bedeckt, die sich mit deutlichster Diskordanz über das ältere Gebirge legen. Am weitesten verbreitet sind Riffkalke (Korallenkalke, Foraminiferenkalke, Lithothamniumkalke) manchmal abwechselnd mit hellen Kalkmergeln. Diese Riffkalke bedecken den größten Teil der Insel Semau, auf Timor selbst fast die ganze Landschaft Amarassi vom westlichsten Kap der Insel bis zum Noimnia, indem sie in zahlreichen, den Landschaftscharakter bestimmenden Terrassen von der heutigen Küste bis zur der höchsten Erhebung in Amarassi (Sismening 617 m) aufsteigen. In der westlichen Küstenregion zwischen Kap Sulamu und Naikliu dringen sie an mehreren Stellen tief in das Land herein, kommen aber anscheinend nirgends höher wie 650 m ü. d. M. vor; zwischen Naikliu und Soliu bedecken sie den Tunbessi (630 m), Kain (633 m) und Honu von der Küste bis zu den Gipfeln; weiter südlich überkleiden sie die Rücken des Toaf (+ 450 m), Bikmela (+ 500 m) und Bihoi (+ 450 m). Südlich von Kaoniki liegt ihre obere Grenze bei etwa 500 m; zwischen Noel Boen und Besidjan finden sich vereinzelte Reste in 620 m Höhe. In z. T. viel beträchtlicheren Höhen finden wir sie im mittleren Timor bei Nikiniki bis zu 750 m, bei Fafinissi in 890 m und bei Kapan sogar bis zu + 1200 m Höhe.

Nach der Ansicht der meisten Forscher, die sich mit dem Studium der gehobenen Korallenkalke des indischen Archipels beschäftigt haben, haben sich diese gewöhnlich in Terrassen abgesetzten jungen Riffkalke während eines sukzessiven ruckweisen Hervortauchens des Landes aus dem Meere gebildet, und zwar so, daß die heute am höchsten gelegenen Riffkalkterrassen die ältesten und die tiefer liegenden um so jünger sind, in je geringerer Höhe sie vorkommen.

So naheliegend und begründet eine derartige Auffassung für ein einzelnes Profil auch sein mag, so ist sie doch selbst in relativ benachbarten Gebieten derselben Insel keiner allgemeinen Anwendung fähig.

Ich habe zunächst versucht, die Frage der gegenseitigen Altersbeziehungen verschiedener Korallenkalkterrassen auf paläontologischem Wege zu lösen durch

[1]) Eine ausführliche Beschreibung der Topographie und Geologie von West-Timor behalte ich mir vor. Die paläontologischen Ergebnisse werden zusammen mit denen der Expeditionen von Prof. Molengraaff, des niederländisch-indischen Staatsgeologen H. A. Brouwer und des Züricher Geologen Dr. Fritz Weber, der Portugiesisch-Timor bereiste, in einem besonderen Werke veröffentlicht werden.

[2]) Die topographische Seite dieser Karte beruht mit Ausnahme der Küstenlinie, die wir im wesentlichen der neuesten niederländischen Seekarte (Kleine Soendaeilanden. Timor. Westkust. Tg. Maas tot straat Roti. Hr. Ms. opmenings vaartuig »van Doorn, 1910 1 : 100 000 Haag, Maart 1912. Min. v. Marine. Afd. Hydr. 323) entnommen haben, in allen Teilen auf den Aufnahmen unserer Expedition und ist eine stark vereinfachte Reduktion unserer im Maßstab 1 : 100 000 entworfenen Originalkarte. Zu bemerken ist, daß die Flußläufe auch in ihren nicht genauer fixierten Teilen statt, wie üblich mit gestrichelten, mit durchgezogenen Linien angegeben wurden, um bei dem kleinen Maßstab die Deutlichkeit des Bildes nicht zu beeinträchtigen.

einen Vergleich der Foraminiferen, die im Gegensatz zu den spärlichen und stets schlecht erhaltenen Vertretern anderer Tiergruppen in den meisten Riffkalken in großer Menge vorhanden sind, speziell durch einen Vergleich der Foraminiferen der Riffkalke aus der Gegend von Kapan aus Höhen von 1000—1200 m, mit denen der Riffkalke aus der Gegend von Tjamplong aus Höhen von 300—400 m und bin hierbei zu dem Ergebnis gekommen, daß die Riffkalke von Kapan genau dieselben Formen enthalten wie die etwa 700 m tiefer liegenden aus der Gegend von Tjamplong. Paläontologisch würde also nichts gegen die Annahme sprechen, daß diese Vorkommen gleichaltrig sind.

Die Riffkalke aus diesen beiden, so verschiedenen Höhenlagen enthalten Amphisteginen, Operculinen, Tinoporus, Globigerinen, Milioliden und Lithothamnien, eine Fauna, die man für Pliocän oder Quartär halten kann. Es sind somit auch in den über 1000 m hoch liegenden Kalken keine Formen vorhanden, die mit Bestimmtheit für ein miocänes Alter sprechen würden, und ich würde sie sogar unbedenklich für altquartär halten, wenn nicht mit den Riffkalken gleichaltrige Molluskenfaunen vorlägen, die als Äquivalente der von Martin und Boettger[1]) zum Pliocän gestellten Fauna der Mergel von Fulamonu zu gelten hätten.

Auch geologische Gründe sprechen sowohl für ein relativ junges Alter aller Riffkalkbildungen wie für die Gleichaltrigkeit mancher sich heute in einem sehr verschiedenen, topographischen Miocän befindenden Terrassen. Im westlichen Timor lagen die Täler, ehe das Korallenkalkmeer vordrang, zum großen Teil fertig gebildet vor. Im Tale des Tramano z. B. erstrecken sich die Riffkalkbildungen, die nur als eine dünne Decke über dem älteren Gebirge liegen, von den Höhen des Toaf, Bikmela und Bihoi bis auf die heutige Talsohle herunter.

Zwischen Bokong und Besiana finden sich zu beiden Seiten des heutigen Tales des Besidjan alte tiefgründig verwitterte Flußablagerungen, die zwischen Besiana und Koatnana eine mehrere Kilometer breite Terrasse bilden. Diese Terrasse ist, wie Welter östlich von Besiana und ich bei Koatnana festgestellt habe, an manchen Stellen mit jungen Korallenkalken bedeckt. Sie ist aber auch deshalb sehr interessant, weil sie sich von ihrem Rande am Südfuß des Mologebirges bis in die Gegend der Lekemündung (ein Abstand von + 15 km) von + 550 m auf etwa 150 m Meereshöhe, also um + 400 m absenkt und demnach ein Gefälle von 2,7% besitzt, während auf derselben Strecke das Gefälle des heutigen Flusses nur etwa 1% beträgt. Diese große Differenz spricht für eine ungleichmäßige Bodenbewegung, während oder nach der Riffkalkzeit, speziell für eine Hebung des Landes, die nach dem Mologebirge und vielleicht auch nach der Gegend von Kapan hin stärker war wie in der Gegend der Lekemündung. Die größere Höhenlage der Riffkalke in den zentralen Teilen von Timor kann demnach ohne Schwierigkeit auf ein größeres Maß nachträglicher Heraushebung dieser Teile zurückgeführt werden, eine Ansicht, die kürzlich auch Prof. Molengraaff[2]) vertreten hat.

In der Gesellschaft der Riffkalke finden sich an vielen Stellen schwarzgraue Mergel mit reichen Moluskenfaunen, so z. B. bei Oelsusu am Wege von Tjamplong nach Bokong, an verschiedenen Stellen zwischen Benu und Kaoniki, zwischen den Bächen Besmetan und Miskole westlich von Oilekam usw. Da sie fast immer, wenigstens an einer Seite von Riffkalkzügen umrandet werden, so sind wir der Ansicht, daß sie, obwohl sie stets in einem tieferen Niveau wie die benachbarten Riffkalke liegen, im wesentlichen gleichaltrig mit den letzteren sind und nur eine Kapan und Nikiniki, der die Gebirgsketten an der Südküste von Timor von denen des zentralen und nördlichen Teiles trennt. Schon in meiner ersten Mitteilung

[1]) O. Boettger, Liste der tertiären und jüngeren Versteinerungen in Verbeek, Rapp. s. l. Mol. p. 681—690.

[2]) G. A. F. Molengraff, De jongste bodembewegingen op het eiland Timor en hunne beteekenis voor de geologische geschiedenis van den O. I. Archipel. Kon. Akad. v. Wet. Amsterdam 1912. p. 121—132.

über Timor habe ich auf diese große, für das topographische und geologische Bild von Timor bedeutsame Depression aufmerksam gemacht. Es ist sehr interessant, daß sich dieser mit pliocän-quartären Meeressedimenten aufgefüllte Graben, wie MOLENGRAAFF kürzlich nachgewiesen hat, in wesentlich derselben Breite auf eine Länge von mindestens 150 km durch Zentraltimor bis an die portugiesische Grenze verfolgen läßt.

II. Die älteren Gebirgsformationen. A. Die Ofuserie. Wir gehen bei der Besprechung der älteren Gebirgsformationen von dem Gebirge an der Südküste in der Gegend von Kolbano aus. Dieses steil aus dem Meere hervorsteigende Gebirge erreicht schon in der südlichsten, nur wenige Kilometer von der Küste entfernten Kette des Kusi und Naibabis Höhen von 500—600 m und steigt landeinwärts sukzessive bis auf etwa 1100 m Höhe an. Der Lunu südlich von Bele (+ 1100 m), der Manenu bei Ofu (+ 1050 m) und der Buniuntunan (+ 1124 m) bilden hier die höchsten der Landschaft von Mitteltimor weit überragenden Erhebungen. Dieses Südküstengebirge präsentiert sich deshalb von allen Seiten gesehen als ein gut abgeschlossenes, einheitliches Gebirgsmassiv, das zweckmäßigerweise mit einem eigenen Namen belegt würde. Wir schlagen vor, dieses Gebirge zu Ehren des ersten Naturforschers, der weit in das Innere von Timor eingedrungen ist, Salomon Müller-Gebirge zu nennen[1]). Interessant ist das Flußsystem dieses Gebirges. Manche der an der Südküste mündenden Flüsse, wie der Oilwaki, entspringen nämlich nicht mehr auf der höchsten Kette des Gebirges, die durch den Lunu, den Manenu und Buniuntunan bezeichnet wird, sondern haben vermöge der durch die bis in die jüngste Zeit fortdauernde Senkung der südlichen Küstengebiete und Heraushebung des mittleren Timor stetig vermehrten Erosionskraft diese ursprüngliche Wasserscheide durchsägt und ihre Quellen an den viel niedrigeren südlichen Rand des Korallenkalkplateaus von Nikiniki verlegt.

Geologisch besteht das Salomon Müller-Gebirge in seiner ganzen Ausdehnung aus weißlich grauen oder rötlichbraunen, gewöhnlich etwas tonigen Kalksteinen und Kalkmergeln, häufig mit Bändern Linsen oder Knollen von ockergelblichen, graulichen oder rötlichen Hornsteinen mit Radiolarien. Sie sind zumeist erfüllt mit planktonischen Foraminiferen, besonders Globinerinen. Gelegentlich kommen Einlagerungen von Gips und Brauneisensteinen vor; letztere in der Regel reichlich mit Kalkspat durchsetzt. Die in großer Menge ausgewitterten Brauneisensteine geben der Landschaft gelegentlich das Ansehen eines Schlackenfeldes. In tonigen Eisengeoden fanden wir ein paar schlecht erhaltene Ammoniten, die auf mittleren bis oberen Jura hinweisen. Für dasselbe Alter sprechen auch die schon auf der ersten Reise bei Ofu und Bele und jetzt an verschiedenen anderen Lokalitäten entdeckten kanikulaten Belemniten und Inoceramen-Lumachellen.

Diese Schichten dehnen sich in ermüdender Eintönigkeit quer zum Streichen des Gebirges in einer Breite von über 20 km aus und bauen die Höhen des Buniuntunan, Kefantunan, Manenu und Lunu ebenso auf, wie sie den Fuß des Gebirges an der Südküste bilden. So macht diese Serie, die wir nach dem bedeutendsten Orte dieses Gebirges Ofu-Serie nennen, den Eindruck einer sehr großen Mächtigkeit, die man trotz des intensiven Zusammenschubes der gefalteten Schichten und trotz der Brüche, in denen das Gebirge der Südküste absinkt, schätzungsweise zum mindesten auf einige 100 m veranschlagen darf. Ein Teil dieser schwer gliederbaren Kalkmasse gehört nach dem Gesagten zweifellos dem mittleren, bzw. oberen Jura an. Bei der großen Mächtigkeit dieses in einem ziemlich tiefen Meere gebildete Komplexes ist es aber nicht ausgeschlossen, daß er auch noch andere Stufen (Kreide?) repräsentiert.

[1]) SALOMON MÜLLER bereiste Timor im Auftrage der Niederländischen naturkundigen Kommission im Jahre 1829 und gelangte von Kupang bis in die Landschaft Miomaffo, wo er zur Rückkehr genötigt wurde. Seine Expedition war besonders in zoologischer und ethnographischer Hinsicht erfolgreich.

B. Die Zone von Nikiniki—Baung. Nördlich vom Kefantunan und von Bele treten in einer relativ schmalen Zone sehr verschiedene Gebirgsglieder auf, die ich zum größten Teil schon auf meiner ersten Reise aufgefunden habe. Nämlich:

1) Perm. Rotbraune und gelbliche Kalksteine, hauptsächlich Crinoideenkalksteine, rotbraune und grünliche Mergel mit einer sehr reichen marinen Fauna und Sandsteinen, im wesentlichen alles Ablagerungen der neritischen Region. Mit diesen Sedimenten wechseln als Zeugen einer intensiven vulkanischen Tätigkeit oft mächtige Decken von Diabasen und Diabastuffen vielfach ab. Hauptfossilfundorte sind hier der Abhang von Nikiniki zum Noel Fau und die Umgebung von Besliu bis über den Noel Buan. Hierzu kommen Fusulinenkalksteine (zahlreiche Fundorte), u. a. mit einer mit der sumatranischen F. granum avenae Römer wahrscheinlich identen Art. Ob die Fusulinenkalke, die z. T. an der Basis des Perm liegen, noch zum Obercarbon gehören — wofür nach einer freundlichen Mitteilung von Dr. Schubert in Wien der Charakter der Fusulinen zu sprechen scheint —, muß erst die nähere Untersuchung ergeben.

2) Trias. a) Die Cephalopodenfacies. Rotbraune und gelbliche, den permischen petrographisch oft ähnliche und weißliche Kalke mit Einlagerungen von tuffogenem Material aus verschiedenen Abteilungen der Trias, nicht selten ganz erfüllt mit Cephalopoden usw. (s. unten S. 143).

b) Weißliche bis rötliche Halobien- und Daonellenkalke. (oberer Trias).

c) Graue Sandsteine, braun verwitternd mit reichlichem Glimmer und Pflanzenresten auf den Schichtflächen. Diesem Komplex sind einige gelbliche Kalksteinbänke mit Monotis salinaria eingelagert.

3) Jura. a) Schwarze Mergelschiefer, oft mit Eisenkonkretionen, kanikulaten Belemniten und schlecht erhaltenen, seltenen Ammoniten; im allgemeinen sehr fossilarm.

b) Hellgrauer Kalkmergel mit Chondriten, im Habitus vollständig übereinstimmend mit den von Hirschi in Portugiesisch-Timor entdeckten Kalkmergeln mit *Perisphinctes timorensis* G. Boehm und *Rhynchonellen*. (Wahrscheinlich oberer Jura).

c) Weißliche und rötliche Globigerinenkalksteine übereinstimmend mit denen der Ofuserie.

4) Eocän. Graue Kalksteine erfüllt mit Alveolinen und Nummuliten (Fundort Uwaki bei Napi). Am häufigsten ist *Alveolina timorensis Verbeek* sowie zwei nach Verbeek[1]) und Deprat[2]) von Java bis nach Neukaledonien verbreitete Nummuliten, *N. javanus Verb.* und *N. bagelensis Verb.*

Diese besonders zwischen Bele, Toi und Nikiniki gut aufgeschlossenen Gebirgsglieder verschwinden nach Westen zu sehr rasch. Schon auf dem Pfade, der aus dem Flußtale des Oilwaki nach Nikiniki führt, treten nach Welter die pliocänquartären Riffkalke, Sandsteine und Mergel direkt an die Kalksteine der Ofuserie heran. Erst in der Landschaft Amarassi, und zwar in der Umgebung von Baung sind die Gesteine der Zone von Nikiniki wieder auf größeren Strecken entblößt. In dem dazwischen liegenden Gebiete hingegen ist das ältere Gebirge fast ganz von den jungen Riffkalken verhüllt und nur an den wenigen Stellen sichtbar, an denen die Korallenkalkdecke durch die Erosion entfernt worden ist. Abgesehen von den Fusulinenkalken, die wir in der Gegend von Baung nicht gefunden haben, sind hier alle Glieder der Zone von Nikiniki vertreten, und zwar in genau derselben faciellen Ausbildung wie dort; die jurassischen allerdings anscheinend nur sehr spärlich, aber sie fehlen nicht, wie die Belemniten- und Inoceramenbruchstücke

[1]) Verbeek und Fennema, Descript géol. de Java et Madoura. Amsterdam 1896.

[2]) Deprat, Les dépôts éocenes Néo-Calédoniens; leur analogie avec ceux de la région de la Sonde. Bull. soc. géol. de France, 1905, p. 485—516.

beweisen, die uns von Eingeborenen mehrfach gebracht wurden. Fundstellen, an denen das Perm mit einem großen Fossilreichtum aufgeschlossen ist, sind uns über 20 bekannt geworden. Die hauptsächlichsten sind Koafeu am Wege von Baung nach Oikabitti, Sufa, Soba usw. Für Triascephalopoden sind das Flüßchen Bihati und die Gegend von Oemari und die Umgebung von Fatu Koat die ergiebigsten Lokalitäten. Eine reiche Cephalopodenfauna der oberen Trias hat auch eine Stelle bei Bakulnassi etwa 15 Minuten südlich von der altbekannten Permfundstelle am Aier Mati bei Kupang geliefert.

Da der große Reichtum an Perm- und Triasfossilien, die wir im westlichen Timor gesammelt haben, zum weitaus überwiegenden Teile aus der Zone von Nikiniki-Baung stammt, fügen wir an dieser Stelle eine kurze Übersicht über diese Faunen ein, soweit der Stand der Bearbeitung das zurzeit erlaubt.

Wie ich schon oben betont habe, sind das interessanteste Element unter der permischen Fauna die Echinodermen, eine Gruppe, von der man bekanntlich aus dem Perm bis jetzt nur sehr dürftige Fragmente kennt. Es ist deshalb auch nicht erstaunlich, daß sich gerade unter dieser Gruppe eine große Zahl neuer z. T. ebenso fremdartiger Typen gefunden habe, als das der Beyrichsche Hypocrinus schon war, wie z. B. Timorocrinus[1]). Die Crinoideen sind durch mindestens 20 neue Gattungen vertreten; stark vorwiegend sind besonders Encrinusähnliche Formen; andere lassen sich am ehesten mit Phyllocrinusarten aus dem Jura vergleichen. Eine Form zeigt in allen Details eine vollkommene Übereinstimmung mit dem bekannten frühen, armlosen Larvenstadium von Antedon rosaceus, nur ist sie etwa 40mal größer wie diese Larve; wieder eine andere besitzt alle Merkmale von Stephanocrinus, aber deutliche Hydrospirenschläuche. Besonders auffallend ist der ungeheure Individuenreichtum an Blastoideen, besonders der Vertreter der Gattung Schizoblastus, von denen unsere Kollektion allein über 15 000 Exemplare enthält. In ebenso großer Zahl sind verschiedenartige Seeigelstacheln vorhanden, ohne daß es uns gelungen wäre, auch nur eine einzige Platte eines Gehäuses zu entdecken, obwohl wir unsere besondere Aufmerksamkeit hierauf gelenkt haben.

Der Reichtum an Brachiopoden ist nicht weniger groß wie der der Echinodermen, aber es sind, wie es scheint, nur Formen, die auch schon aus der Saltrange, dem Ural usw. bekannt sind. Bemerkenswert ist, daß ebenso wie im Ural die charakteristische Gruppe der Coralliopsiden (Richthofenia usw.) und Lyttoniden fast ganz zu fehlen scheint. Unter den vielen Tausenden von Brachiopoden fand sich nur ein einziges Stück einer Richthofenia.

Die Cephalopoden zeigen eine Formenmannigfaltigkeit, die der des sizilianischen und russischen Perm zum mindesten gleichkommt. Herrn Dr. C. A. Haniel, der zurzeit mit der Bearbeitung dieser Gruppe beschäftigt ist, verdanke ich folgende vorläufige Liste: *Gastrioceras, Paralegoceras, Timorites* (Haniel nov. gen.), *Agathiceras* (darunter eine dem sizilianischen A. Suessi Gem. sehr nahestehende Form), *Adrianites* (darunter eine dem sizilianischen A. ensifer Gem. sehr nahestehende Form), *Pronorites uralensis timorensis* Haniel, *Parapronorites Koninckі timorensis Haniel, Daraleites* (darunter eine dem sizilianischen D. Meeki Gem. sehr nahestehende Form), *Sundaites* (Haniel nov. gen.), *Propinoceras, Medlicottia Orbignyana Vern., Medlicottia artiensis timorensis Han., Medlicottia primas timorensis Han., Stacheoceras, Popanoceras* (darunter eine zwischen dem sizilianischen P. scrobiculatum Gem. und dem artinskischen P. Lahuseni Karp. stehende Form), *Cyclolobus* (darunter eine C. Oldhami Waagen sehr nahestehende Form), *Waagenoceras cumminsi timorensis Han., Hyattoceras* (darunter eine H. Geinitzi Gem. sehr nahestehende Form), *Nautilus* und *Orthoceras*.

Aus dieser Liste ist zu ersehen, daß die permische Cephalopodenfauna von Timor — von einigen neuen Typen abgesehen — die engsten Beziehungen aufweist

[1]) Timorocrinus nov. gen. aus dem Perm von Timor. Zentralbl. f. Min. usw. 1912, S. 599—605.

zu den Faunen des Val Sosio und von Artinsk, daß aber auch bemerkenswerte Anklänge an die Saltrange- und texanische Fauna vorhanden sind.

Korallen, vorwiegend Einzelkorallen und Bryozoen, sind sehr gemein; die Lamellibranchiaten, Gastropoden und Trilobiten treten stark zurück. Spongien sind selten.

Bezüglich der triadischen Cephalopodenfaunen beschränke ich mich auf einige Bemerkungen über die obertriadischen, die von Herrn Dr. Welter bearbeitet wird, der mir in freundlicher Weise folgende Liste der wichtigsten Gattungen zusammengestellt hat: *Halorites* (catenate und acatenate Formen), *Jovites*, *Juvavites*, *Anatomites*, *Griesbachites*, *Gonoinotites*, *Dimorphites*, *Ammarassites* (Welter nov. gen.), *Miltites*, *Sagenites*, *Sirenites*, *Sandlingites*, *Tropites*, *Styrites*, *Trachyceras*, *Arcestes*, *Didymites*, *Joannites*, *Cladiscites*, *Hypocladiscites*, *Pinacoceras*, *Placites*, *Steinmannites*, *Clionites*, *Tibetites*, *Nautilus*. Hierzu kommen *Belemnitiden* (*Aulacoceras*, *Atractites*) und ein *Heterastridium* in ungeheuren Individuenmengen. Die Lamellibranchiaten (Formen aus der Gruppe *Mysidia*, *Mysidioptera*) und Gastropoden (*Sagana*, *Loxonema* usw.) sind arm an Arten.

Man ersieht aus dieser keineswegs vollständigen Zusammenstellung, daß diese für den indischen Archipel gänzlich neue Fauna kaum einen einzigen neuen Typus aufzuweisen hat, sondern, daß eine geradezu erstaunliche (auch lithologische) Übereinstimmung mit den bekannten Hallstädter Kalken zu konstatieren ist, eine glänzende Bestätigung, der zuerst von Rothpletz begründeten und von allen späteren Forschern immer wieder betonten Forderung einer ununterbrochenen Meeresverbindung von diesen entfernten Gebieten bis zu den Alpen zur mesozoischen Zeit.

C. Die Klippenzone. Fast der ganze nordwestliche Teil von Timor zeigt ein sehr unruhiges Relief. Gebirgsstücke von verschiedenem topographischen Streichen und von verschiedenen Höhen bis zu 2345 m sind hier, von tiefen Tälern durchfurcht, in einer Weise nebeneinander gereiht, aus der sich nur schwierig ein bestimmtes Gesetz ihrer Anordnung herauslesen läßt. Man sieht hier nichts von weithin in der Achse der Insel durchstreichenden Ketten, die nur selten auf eine größere Entfernung zu verfolgen sind. Orographisch heben sich als einheitliche Massen einigermaßen heraus: das Mutisgebirge, das Mologebirge, eine vom Kaoniki über den Humau (1258 m) zum Timau, (1770 m) ziehende Kette und eine Gebirgsmasse nördlich der Bai von Kupang mit dem Fatu Leo (1110 m) und Taimnanu (+ 850 m) als höchsten Gipfeln; aber auch diese Gebirge sind topographisch z. T. nicht scharf zu umgrenzen. Nur die Masse des Mutis- und Mologebirges einerseits ist von den westlichen, bzw. südwestlichen Küstengebirgen (Timau, Fatu Leo usw.) andererseits deutlich geschieden durch die tiefen Täler des Besidjan und durch ein relativ niedriges Zwischengebiet von sehr einförmigem Charakter.

Der Hauptkamm des Mutisgebirges hat eine südsüdwestliche Richtung. Sein höchster Gipfel, der von dem Herrn Haniel zum ersten Male bestiegen worden ist, erreicht 2345 m und bildet somit die höchste Erhebung in Niederländisch-Timor. Im Süden steht das Mutisgebirge durch einen breiten, durchschnittlich 1200 m hohen Rücken, der den Charakter einer alten Rumpffläche hat, in direkter Verbindung mit dem Mologebirge, dessen sechs im Streichen der Längsachse der Insel angeordnete Gipfel von Welter untersucht worden sind. Davon ist der nordöstlichste der höchste (1662 m). Das den ganzen Landschaftscharakter beherrschende Element sind im nordwestlichen Timor meist spärlich bewachsene Klippenberge, die eine auffallende Ähnlichkeit mit den Klippen der Alpen und Karpathen besitzen. Sie werden von den Timoresen fatu (= Stein, Fels) genannt im Gegensatz zu den netem's, den langgestreckten Bergrücken. Manche dieser Klippen-, berge sind einige Kilometer lang und breit und erheben sich mit schroff abfallenden Wänden bis zu 700 m über ihre Umgebung; von solchen mächtigen Massiven gibt es alle Übergänge bis zu den kleinsten Blöcken.

Wenn wir die Verbreitung dieser Klippenberge betrachten, so fallen besonders folgende Erscheinungen auf: Die südöstliche Grenze ihres Verbreitungsgebietes entspricht ungefähr einer Linie, die von Tjamplong nach Kapan, also im Streichen der Längsachse der Insel verläuft. Innerhalb der im allgemeinen von Südwest nach Nordost streichenden Klippenregion finden sich zwei größere vollständig klippenfreie Gebiete. Wir können demnach drei Klippengebiete unterscheiden: 1. das Klippengebiet des Mutis und Mologebirges, 2. das Klippengebiet zwischen Kolabe und Taimnanu und 3. das Klippengebiet des Fatu Banau. Jede dieser Regionen ist durch das Vorkommen einer Reihe sehr verschiedener, aber ganz bestimmter Gesteinsserien ausgezeichnet, nämlich:

1. Die Klippen. Sie bestehen aus hellen, weißlichen oder gelblichen, seltener rotbräunlichen, gewöhnlich ungeschichteten oder undeutlich geschichteten Massenkalken, die wir, um eine eindeutige Bezeichnung zu besitzen, vielleicht besser Fatukalke nennen. Manche Varietäten sind grau und von zahlreichen weißen Kalkspatadern durchsetzt. Häufig sind sie oolithisch. Die meisten sind fossilarm; nur an manchen Stellen enthalten sie Korallen (besonders »Lithodendron«artige Formen), selten Brachiopoden, Gastropoden oder Sphinctozoen, die auf ein obertriadisches Alter hinweisen. Verbreitet ist auch eine Tabulate, die mit der früher von mir auf Ceram und von Deninger auch auf Buru[1]) aufgefundenen *Lovcenipora intabulata Wann.* übereinstimmt.

2. Kristalline Schiefer[2]). Ein kleines Massiv bestehend aus quarzreichen kristallinen Schiefern, Glimmerschiefern und Epidotschiefern (reich an Calcit, Epidot, Kristallen von Magnetit) findet sich am westlichen Rande der Klippenzone zwischen Noel Taeng und Tramano und ist besonders gut im Flusse Tubenu aufgeschlossen. Auch im Mutisgebirge scheinen kleinere Komplexe von kristallinen Schiefern vorzukommen, da wir solche Gerölle bei Kasliu aufgefunden haben. Wir zählen sie deshalb zusammen mit den Gesteinen der Klippenzone auf.

3. Fusulinenkalksteine vom gleichen Charakter wie die in der Zone von Nikiniki.

4. Perm. Dei Facies ist hier eine mehr kalkige wie in der Zone von Nikiniki-Baung. Die rotbraunen Mergel, die in der letzteren einen so hervorragenden Reichtum an gut erhaltenen Fossilien aufweisen, sind nur noch in der Gegend von Kapan bekannt. Bei Kasliu hat Haniel zwar eine größere mittelmäßig erhaltene und von den Faunen der Zone von Nikiniki-Baung etwas abweichende Permfauna (einen höheren oder tieferen Horizonte angehörig?) gesammelt, aber in der ganzen übrigen Klippenregion sind gut erhaltene Fossilien (mit Ausnahme von Crinoideenstielgliedern) sehr selten. An vielen Stellen aufgeschlossen ist ein konglomeratischer, anscheinend an der Basis des Perm auftretender Horizont (Hauptsächlich mit Diabaskomponenten und mit Fragmenten von Brachiopoden, Bryozoen und tabulaten Korallen).

5. Trias. Sie ist durch eine sehr mannigfaltige Serie von Ablagerungen des tiefen wie des seichten Meeres vertreten, deren genauere Horizontbestimmung vielfach noch unsicher ist.

a) Bei Kapan gehen, wie ich schon früher mitgeteilt habe, die permischen Crinoideenkalke ohne Unterbrechung und ohne wesentliche Änderung der Gesteinsbeschaffenheit in Cephalopodenkalke über mit einer für ein tieferes Niveau der Untertrias charakteristischen Fauna, nämlich: *Pseudosageceras multilobatum Noetling, Flemingites timorensis Wann., Meekoceras indoaustralicum Wann., Meekoceras timorense Wann.*

Eine reichhaltigere Ammonitenfauna, die wahrscheinlich einem etwas höheren

[1]) H. Gerth, Fossile Korallen von der Molukkeninsel Buru usw. N. Jahrb. f. Min. usw. 1910. Bd. II. p. 16—28.

[2]) Für die Bestimmung der in dieser Schrift angeführten Eruptivgesteine bin ich Herrn Geheimrat Prof. Brauns und Dr. Hirschi zu Dank verpflichtet.

Niveau der Untertrias angehört, haben wir jetzt in einem grünlichen tuffogenen Gestein in Noel Niti entdeckt.

b) Schmutzig braunrote Tone, Mergel (z. T. Globigerinenschiefer), zu Grus zerfallende rotbraune Hornsteine in Verbindung mit echten Radiolariten. Die Radiolarien sind ähnlich wie in den meisten alpinen Radiolariengesteinen gewöhnlich schlecht erhalten und oft stark deformiert. In dieser Serie finden sich an mehreren Stellen Daonellen, weshalb wir sowohl die erwähnten Globigerinenmergel, wie die Radiolarite für triadisch halten. Auffallend ist der häufige und gewöhnlich völlig unvermittelte Wechsel dieser Gesteine mit dünnbankigen, dunkelgrauen, ockergelblich verwitterten und grünlichen Kalksteinen, die im Handstück z. T. von manchen Fatukalken oft nicht zu unterscheiden sind und anscheinend auch dieselben Korallen und Pachyporen enthalten, ferner mit Daonellen-Lumachellen, mit sandigen Kalksteinen, Nagelkalken und dunkelgraugrünen Sandsteinen.

d) Ausgezeichnet plattige bituminöse Kalksteine in Wechsellagerung mit dunklen Schiefern mit *Choristoceras* und *Myophoria* (vielleicht Rät?). Bei Lelogama sind sie so bitumenreich, daß das Bitumen als Erdpech ausschwitzt, und daß sie beim Zerschlagen flüssiges Öl in großen Tropfen austreten lassen.

e) Jura. Graue und schwarze Kalke mit einer neritischen Fauna von wesentlich demselben Charakter wie die bekannte Fauna der grauen Kalke der Südalpen Aus dieser Fauna, deren Bearbeitung Herr Dr. Dacqué in freundlicher Weise übernommen hat, haben wir schon früher nach vorläufigen Bestimmungen angegeben: *Durga timorensis Wann.*, *Mytilus mirabilis Lepsius*, *Terebratula Renieri* Cat. und *Nerinea timorensis*. Dieses auf meiner ersten Reise unterhalb des Passes Lelofui bei Bonleo entdeckte Vorkommen ist bemerkenswerter Weise das einzige geblieben.

f) Eocän. Alveolinen-Orbitoiden- und Nummulitenkalke sind ziemlich weit verbreitet. Nach dem Charakter der Nummuliten und Alveolinen ist auch zum Eocän zu stellen ein bunter grobkörniger kalkhaltiger Sandstein (mit *Nummulites bagelensis*, *Alveolinen*, *Milioliden*, *Globigerinen* und *Lithothamnien*), ein Vorkommen das nur an einer Stelle bei Bonleo am Aufstieg zum Paß Lelofui bekannt geworden ist.

g) Miocän. Dieses Alter besitzen sehr wahrscheinlich die bei Noeltoko (Landschaft Miomaffo) anstehenden, fein brecciösen Kalksteine (mit sehr zahlreichen kleinen *Lepidocyclinen*, *Cycloclypeen*, *Globigerinen*, *Amphisteginen*, *Tinoporus*, *Lithothamnien*, Bruchstücken von triadischen Kalksteinen mit Radiolarien, sehr zersetzten Eruptivgesteinen und Eisenerz); hierzu dürften auch die meisten der in der Klippenzone weit verbreiteten, brecciosen, häufig oolithischen Kalksteine gehören, die reich an grünlichem Mineral-, bzw. Eruptivgesteinsfragmenten, aber wegen ihrer Armut an charakteristischen Fossilien (in der Regel enthalten sie nur einige Globigerinen, selten Orbitoiden und andere Foraminiferen) von ähnlichen Gesteinen der Trias oft schwer zu unterscheiden sind.

h) Basische Eruptiva. In der permischen und triadischen Sedimentsserie sind basische Intrusiv- und besonders Effusivgesteine und ihre Tuffe sehr verbreitet. Auf der beiliegenden Kartenskizze konnten nur einige wenige besonders mächtige Vorkommen ausgeschieden werden, so z. B. in der Kette des Humau, in der Lherzolithe vorherrschend sind, im Mutis-Gebirge, dessen höchstes Massiv fast ausschließlich aus linear gestreckten Feldspatamphiboliten besteht, die nach m. a. nicht zur kristallinen Schieferserie gehören, sondern aus pyroxen- oder amphibolreichen Gabbro hervorgegangen sind. Sehr verbreitet sind ferner Melaphyre und ihre Tuffe, Diabase z. T. den rheinischen oberdevonischen Intrusiv- und Deckdiabasen sehr ähnlich, Amphiboldiabas, Amphibolpikrit, Labradorporphyr und Serpentine (hervorgegangen aus perioditischen Gesteinen).

D. Die Flyschregion. Zwischen Mutis und Timau schaltet sich eine zwischen 16—20 km breite und + 10 km lange, fast gänzlich unbevölkerte Zone ein, die aus einer mächtigen Serie vorwiegend fossilleerer Gesteine mit allen Charakteren

des Flysch besteht. In vielfacher Wechsellagerung kommen hier vor: Grauer, feinkörniger Sandstein aus Quarz und hellem Glimmer bestehend, oft plattig und mit Wülsten auf den Schichtflächen; graue, schwarze grünliche und braunrote Tonschiefer häufig mit Eisenkonkretionen und dünnen Bänken von tonigen und sandigen Kalksteinen, die gelegentlich Daonellen enthalten; Breccien z. T. Echinodermenkalksteinbreccien mit Isocrinusstielgliedern und Konglomerate. Eine zweite derartige, etwa 6 km breite und 14 km lange Zone findet sich östlich von Barate, eine dritte bildet die Insel Semau. Sehr bemerkenswert ist der vollständige Mangel der Eruptivgesteine in der ganzen Flyschregion.

E. Das Andesitmassiv von Honu-Puamnassi-Mosu. Das Gebiet an der Nordküste zwischen den Flüssen N. Bonat und Kapsali wird von einem Andesitmassiv gebildet, das sich, an vielen Stellen von jungen Korallenkalken überdeckt, von Honu bis nach Mosu erstreckt. Die bis jetzt näher untersuchten Handstücke bestehen aus: *Andesit*, sehr dichte Grundmasse mit Einsprenglingen von Plagioklas, manche reich an Schlacken-, bzw. Glaseinschlüssen. *Augitandesit* mit Porphyrstruktur; Einsprenglinge: Plagioklas, reich an Glaseinschlüssen; monokliner Augit stark zersetzt unter Bildung von Calcit und Chlorit. Grundmasse: Glas, Feldspat, Magnetit. *Hypersthenandesit* mit Einsprenglingen von schlackenreichem Feldspat und Hypersthen; Grundmasse reich an braunem Glas, Feldspatleistchen, Magnetit. *Andesittuff*.

Diese andesitischen Gesteine sind schon makroskopisch durch ihren in der Regel frischen Erhaltungszustand von den verwandten, stark zersetzten basischen Gesteinen der Perm- und Triasserie leicht zu unterscheiden. Was mich besonders veranlaßt, sie für jünger zu halten, ist ihr geologisches Vorkommen, das sich von dem der älteren basischen Eruptivserie sehr auffallend unterscheidet. Es handelt sich hier, wie schon angegeben wurde, um ein ausgedehntes, zusammenhängendes Massiv, dessen orographischer Charakter sich von den Gebieten, in denen die Gesteine der älteren Serie auftreten, in einer markanten Weise unterscheidet. Diese Andesite sind sicher älter wie die Riffkalkformation. Genauere Angaben über ihr Alter können wir aber vorläufig noch nicht machen. In der Umgebung von Huel kommen zwar innerhalb dieser Andesitregion an verschiedenen Stellen schwarze eocäne Kalksteine (mit *Alveolinen* und *Orthophragminen*) zum Vorschein. Entscheidende Beobachtungen über das Altersverhältnis dieser zu den Andesiten haben wir aber nicht anstellen können. Von größerer Wichtigkeit ist für uns daher der Fund eines fossilen verkieselten Holzes in einem Andesittuff bei Mosu, dessen Bestimmung wahrscheinlich eine nähere Präzisierung des Alters gestatten wird. Vorläufig bin ich geneigt, diese Andesite für jung-miocän zu halten. Bekanntlich sind jung-vulkanische Gesteine von Timor nach den Sammlungen von Reinwardt, Macklodt und Schneider schon von Wichmann[1]) beschrieben, ihr jungvulkanischer Charakter ist jedoch von Verbeek[2]) wieder bezweifelt worden, aber, wie es jetzt scheint, nur z. T. mit Recht. Jung-vulkanische Gesteine scheinen in der Tat im Timorbogen eine größere Verbreitung zu besitzen, besonders auf der Insel Sumba, wo Witkamp[3]) vor kurzem eine Reihe von Andesitbasalt und Rhyolitvorkommen (Bestimmungen Wichmanns) entdeckt hat.

III. Der geologische Bau des älteren Gebirges. Schon verschiedentlich haben wir darauf hingewiesen, daß die älteren Gebirge von Timor einen sehr komplizierten Faltenbau zeigen. Das Salomon Müller-Gebirge an der Südküste ist in zahlreiche Falten gelegt, die im allgemeinen Ost-West streichen und zum großen Teil nach Süden übergelegt sind. Im Tal des Oilwaki sind sie an vielen

[1]) Gesteine von Timor und einiger angrenzender Inseln. Slg. d. geol. Reichs-Mus. in Leiden. 1. Ser. Bd. II. 1882—1887.

[2]) Rapp. sur les Mol. p. 368.

[3]) Een verkenningstocht over het eiland Soemba. Tijdschr. v. h. K. Ned. Aardr. Gen. 1912. p. 744—775.

Stellen gut aufgeschlossen. Dieses Faltensystem wird von verschiedenen Längsverwerfungen durchsetzt, an denen das Gebirge zur Südküste absinkt. Die Zone von Nikiniki erscheint wieder bei Baung mit derselben cephalopodenreichen Trias und demselben sehr fossilreichen Perm. Das generelle Streichen dieses Zuges ist daher der Richtung der Längsachse der Insel entsprechend N 70° O, womit auch die tektonischen Detailbeobachtungen in diesem Zuge übereinstimmen. (Streichen des Perm im Noel Buan N 70° O, Fallen nach N 70°). Viel unregelmäßiger sind die beobachteten Streichrichtungen in der nördlichen Hälfte von Westtimor, im Gebiete der Klippenzone; das Streichen ist hier im einzelnen ungemein wechselnd, entspricht oft der Richtung der Inselachse, ebenso oft aber auch einer dazu senkrecht stehenden oder einer intermediären Richtung. Wenn man versucht, die auf den verschiedenen, manchmal nur wenige Kilometer voneinander entfernten Routen festgestellten Formationsglieder miteinander in schematischer Weise zu verbinden, um auf diese Weise ein Bild des Streichens zu gewinnen, dann gelangt man gewöhnlich zu negativen oder höchst unsicheren Resultaten. Am ehesten könnte man von den Fatukalken erwarten, daß sie uns bei der weiten Verbreitung und oft beträchtlichen Mächtigkeit, die sie besitzen, den Verlauf der größeren Züge verraten würden. In der Tat läßt auch das Verbreitungsgebiet dieser Kalke im ganzen und besonders der Verlauf ihrer südöstlichen Grenze wieder auf ein der Richtung der Inselachse entsprechendes Streichen schließen. Die einzelnen größeren Klippenzüge hingegen scheinen fast senkrecht zu dieser Richtung angeordnet zu sein, wie z. B. die große Reihe von Klippen vom Fatu Nekong bis zum Taimnano, ferner der Zug Tadjoni-Sunlen-Nuataus, des Fatu Kaoniki-F. Lelogama-Timau-Kolabe und die Klippen des Mutis-Gebirges als Ganzes betrachtet, eine Erscheinung, die vielleicht durch eine nachträgliche quer zu der Insel gerichtete schwache Faltung oder durch ein quer auch die Achse der Insel verlaufendes Bruchsystem erklärt werden kann. Auch einzelne Züge von Perm westlich von Kaoniki, deren Verlauf auf einige Entfernung verfolgt werden konnte, sind quer zur Achse der Insel gerichtet. Wenn wir hingegen z. B. die Stellen, an denen zweifellose Choristocerasschichten beobachtet worden sind, miteinander verbinden (bei Nuataus, Lelogama und zwischen Bonleo und Bidjaisunaf) so erhalten wir wieder eine SW.—NO. streichende Linie. Es ergibt sich also, daß in diesem Gebiete der geologische Bau ein ungewöhnlich komplizierter ist. Auch in den in einzelnen Flußläufen aufgeschlossenen Profilen findet man hierfür eine genügende Bestätigung. Zweifellos liegt ein sehr verwickeltes System von Falten vor, und ebenso sicher dürfen wir annehmen, daß das Bruchsystem, das die Längsküsten von Timor begleitet, und an dem die tiefen Becken der Savu- und Timorsee eingesunken sind, sich auch hier im Bau der Insel geltend macht.

Bei dem Versuche, die Tektonik auf ein System von Falten und Brüchen zurückzuführen — und jeder Geologe wird wohl zunächst von dieser einfacheren Idee ausgehen —, stößt man indessen abgesehen von den Schwierigkeiten den Bau im einzelnen zu entwirren, bald auf eine Reihe von Erscheinungen, die sich nicht in einer befriedigenden Weise erklären lassen, wenn man an der Voraussetzung festhält, daß die Tektonik nur durch Falten und Brüche bedingt wird. Das sind zunächst Erscheinungen, die sich an das Phänomen der Klippen knüpfen.

Man hat die Klippen der Alpen bekanntlich lange Zeit für Massive gehalten, die im Untergrunde wurzeln, und an die sich die jüngeren Sedimente angelagert haben. Eine derartige Möglichkeit wäre für die Klippen von Timor niemals in Frage gekommen, schon deshalb nicht, weil ihre Umgebung gewöhnlich aus älteren oder ungefähr gleichaltrigen Gesteinen besteht. Die Fatukalke repräsentieren, wie wir gesehen haben, im wesentlichen eine Riffkalkfacies der oberen Trias. Sehr nahe liegt deshalb die Annahme, daß das Phänomen der Klippen durch eine in sehr weiten Grenzen wechselnde Mächtigkeit dieser Kalkbildungen und durch ihre Einfaltung in die Serie der permischen und übrigen triadischen Schichtglieder zu erklären sei. An dieser Auffassung, nach der die Klippen aus dem Untergrunde

aufgefaltet wären, haben wir längere Zeit festgehalten, da eine Reihe von Beobachtungen zu ihren Gunsten zu sprechen scheint. Die Klippenkalkmassive zeigen z. B. an mehreren Stellen (Fatu Leo, Fatu Kasliu) eine steile Schichtstellung, und in verschiedenen Profilen ist zu sehen, daß sie mit den Sedimentserien der Klippenzone verfaltet sind. Andere Beobachtungen lassen sich aber, wie ich glaube, nur schwierig mit der erwähnten Deutung vereinigen. Wenn wir eine derartige Riffkalklinse, wie ich sie nennen will, um an jener Auffassung zunächst noch fest zu halten, im Streichen verfolgen, so finden wir in ihrer Fortsetzung oft die verschiedensten Gesteine: Perm, basische Eruptivgesteine, Radiolarite, Globigerinenschiefer, Sandsteine usw. Wir hätten es also zum mindestens mit einem ganz abrupten und merkwürdigen Facieswechsel zu tun. Wir halten deshalb die Vorstellung für richtiger, daß wir in diesen heterogenen Gesteinen die Unterlage der Klippen zu sehen haben. Im Mutis-Gebirge gewinnt man den Eindruck, daß sich die Klippenkalke wie ein zerrissener Mantel um dieses Gebirge herumlegen. Sie liegen hier gewöhnlich auf peridoditischen Eruptivas, ohne jedes Transgressionskonglomerat, und ohne daß jemals eine deutliche Kontaktwirkung zu sehen wäre. Wohl weist die Zertrümmerung und Fältelung der Kalke auf außerordentlich starke mechanische Wirkungen hin. Am Fatu Kaubas liegt der Klippenkalk direkt auf typischem Radiolarit von einigen Metern Mächtigkeit und dieser auf einem peridoditischen Gestein. Ich kann mir nicht vorstellen, daß diese Auflagerung von Fatukalk auf Radiolarit eine primäre ist. So sind wir zu der Ansicht gekommen, daß wir die Klippen als Erosionsreste einer ursprünglich ausgedehnteren Decke aufzufassen haben.

Für eine derartige Auffassung, bzw. für das Vorhandensein von Überschiebungen größeren Ausmaßes dürften aber auch noch folgende Erscheinungen sprechen. Warum finden wir, wie oben schon betont wurde, in den triadischen Flyschzonen keine Spur von den basischen Eruptivas, die in der Trias der benachbarten Klippenzonen so weit verbreitet sind? Diese Erscheinung erklärt sich in einer einfachen Weise, wenn wir die Gesteine der Klippenzone mit ihren basischen Eruptivgesteinen für eine Überschiebungsdecke halten, die über den Flyschzonen als einer tieferen Decke liegt. Dann hätten wir die Flyschzonen als Fenster anzusprechen, in denen die darüber liegenden Decken durch die Erosion entfernt worden sind. Für diese Auffassung spricht auch folgende Beobachtung. Auf dem Pfade von Lelogama nach Nifu liegt zwischen Noel Boen und Besidjan etwa 200 m über dem Tal des Besidjan ein fast hausgroßer Block von permischem Crinoideenkalk allseitig von typischem Flysch umgeben und unterlagert, dessen Vorkommen an dieser Stelle wir nur verstehen können, wenn wir ihn für einen Rest der höheren Decke halten, die ursprünglich über dem Flysch gelegen hat.

Eine andere Erscheinung, die nach meiner Meinung für einen alpinen Bau der timoresischen Gebirge spricht, ist das Vorkommen kleiner Schollen von Gesteinen, die nur hier und da auftreten und dem ganzen übrigen Gebirge fremd sind. Ich erinnere an die grauen Kalke am Lelofui im Mutis-Gebirge, die auf Timor nur an dieser einzigen Stelle bekannt sind, an das kleine kristalline Schiefermassiv am westlichen Rande der Klippenzone bei Mosu und an das Vorkommen der triadischen Cephalopodenkalke in Hallstädter Facies in der Zone von Nikiniki-Baung. Auch bei diesen letzteren handelt es sich keineswegs um weit durchgehende Horizonte, sondern nur um Vorkommen ganz lokaler Natur, um mehr oder weniger große Linsen.

Schließlich scheinen mir für die Auffassung des geologischen Baues von Timor auch die Schlammvulkane von Interesse zu sein, deren Verbreitungsgebiet sich von der Insel Rotti bis fast an das östliche Ende von Timor erstreckt. Einige von diesen sind seit langer Zeit bekannt und besonders von Salomon Müller, Wichmann, Verbeek und Hirschi beschrieben worden. Das besondere Interesse, das sich an diese Schlammvulkane von jeher geknüpft hat, beruht auf der Verschiedenheit des Materials, das von einigen, vor allem vom Batu Berketak auf Rotti zutage gefördert wird. Die Auswürflinge dieses Schlammvulkanes bestehen nach

Wichmann[1]) aus präpermischen Phylliten, Chloritschiefern und Quarzschiefern, permischen Crinoideenkalken, Kalksteinen mit Halobien, triadischen Radiolarien führenden Tonschiefern, zahlreichen Fossilien des Lias und Doggers, pliocän-quartären Korallenkalken und Mergeln und grobkörnigem Gabbro. Wichmann meinte deshalb, daß »der Eruptionskanal in eine beträchtliche Tiefe hinabreichen muß, und daß derselbe ein im ganzen Archipel einzig dastehendes Profil durchbricht.« Auch Höfer[2]), der sich bei Gelegenheit seiner Erdölstudien mit den Schlammvulkanen von Timor und Rotti beschäftigt hat, schloß sich dieser Meinung an und bezeichnete demgemäß die Schlammvulkane von Rotti als profunde. Eine ganz andere Meinung vertrat Verbeek[3]). Er erklärte, daß es sehr unwahrscheinlich sei, daß alle genannten Formationen in der Tiefe unter dem Schlammvulkan anstünden, daß es sich vielmehr bei diesen Auswürflingen zum großen Teile nur um verrolltes Material handle, das im Meere kurz vor Ablagerung der pliocän-quartären Korallenkalkformation zusammengespült und dann von Korallenkalk bedeckt wurde. Es ist nicht meine Absicht, hier die Gründe anzuführen, die sich gegen diese Auffassung geltend machen lassen. Ich gehe gleich auf die Vorstellung ein, zu der ich durch das Studium der Schlammvulkane von Semau und Timor gekommen bin. Hierfür sind die in der triadischen Flyschzone auftretenden Schlammvulkane von besonderem Interesse, nämlich diejenigen der Insel Semau und einige neu entdeckter Vorkommen: die Gruppe des Huwane östlich von Barate und des Paskél zwischen Noel Boen und Besidjan. Das von diesen zutage geförderte Material besteht ausschließlich aus Gesteinen der Flyschformation, woraus ich folgere, daß die in den Schlammvulkanen von Timor und Rotti austretenden Methangase und Salzwässer aus dieser Formation stammen. Das stimmt mit unserer Beobachtung des Vorkommens stark bituminöser Schiefer in der Flyschformation im Oberlauf des Besidjan überein und steht auch im Einklang mit den Ergebnissen Hirschis, demzufolge die in Portug.-Timor z. T. aus Schlammvulkanen hervortretenden Ölquellen aus Schichten der oberen Trias kommen, und mit meinen Beobachtungen auf Ceram und Buru, wo man die primäre Lagerstätte des dort vorkommenden Öles, bzw. der Bitumina in den obertriadischen Flyschgesteinen (Ceram), bzw. Tibetitesschiefern (Buru) zu suchen hat. So scheinen in dem ganzen Timor-Cerambogen die Bitumina, die die Erscheinung der Schlammvulkane veranlassen, primär an die obere Trias geknüpft zu sein.

Hieraus darf man schließen, daß sich die mannigfaltige Serie von Gesteinen, die von manchen Schlammvulkanen ausgeworfen wird, stets in einem höheren Niveau befinden muß, wie das Muttergestein der Gase und Salzwasser (die obere Trias). Für die jurassischen und jüngeren Gesteine liegt selbstverständlich die Annahme einer normalen Überlagerung am nächsten. Für die älteren Formationen besonders das Perm und kristallinen Schiefer sind zwei Möglichkeiten in Betracht zu ziehen, nämlich eine Überlagerung der bitumenreichen Schichten durch die älteren infolge von Überschiebung oder einer Versenkung der triadischen gegenüber der letzteren an einer Verwerfung. Wir haben aber bei keinem der von uns untersuchten Schlammvulkane feststellen können, daß er auf einer bedeutenden Verwerfung stünde. Deshalb glauben wir, daß bei allen Schlammvulkanen von Timor und Rotti, die permische und präpermische Gesteine zutage fördern, diese letzteren überschobenen Schollen angehören. So sehen wir auch in den Erscheinungen der Schlammvulkane, die sich in der angegebenen Weise ungezwungener erklären, wie durch die älteren Theorien zugleich eine Stütze für unsere Auffassung des geologischen Baues von Timor, von dem wir annehmen, daß er in seinen Grundzügen durch große Überschiebungen charakterisiert wird, gegeben ist.

[1]) Bericht über eine etc. Reise nach dem Indischen Archipel. Tijdschr. v. h. K. Ned. Aardr. Gen. 1892. p. 276.

[2]) Die Geologie des Erdöls usw. Leipzig 1909, p. 44.

[3]) Rapp. s. l. Mol. p. 327.

Es ist begreiflich, daß wir diese Ansicht über die Tektonik von Timor nur mit einer gewissen Reserve vortragen, denn wir haben uns nicht viel mehr wie einige Monate mit diesem komplizierten Gebiete beschäftigen können, für das uns zudem bei unserem Betreten fast jede topographische und stratigraphische Grundlage gefehlt hat. Die Geschichte der Alpengeologie lehrt außerdem zur Genüge, wie wichtig in solchen Fragen für ein entscheidendes Urteil ein Überblick über die Gesamtheit der Erscheinungen ist, die wir auf Timor noch nicht kennen. Mir scheint, daß diese Resultate, die wir von einer geologischen Durchforschung des portug. Teiles von Timor zu erwarten haben, den Ausschlag geben werden, da, wie schon HIRSCHIS Bericht erkennen läßt, in diesem Teile die tektonischen Verhältnisse mit größerer Klarheit hervortreten, wie in dem niederländischen. Vor allem auch das Phänomen der Klippenberge, das hier schon der englische Naturforscher FORBES[1]) mit folgenden treffenden Worten geschildert hat: »Es ist unmöglich, die burgähnlichen Felszacken, die Umrisse der senkrechten und unzugänglichen Klippen zu beschreiben, welche ihre Riesenmassen hoch gen Himmel streckten, oder die unregelmäßigen Felsblöcke, welche auf den grasigen Abhängen umher gestreut waren, als hätten sie mit der Geologie des Landes gar nichts zu tun.«

[1]) H. O. FORBES, Wanderungen eines Naturforschers im malaiischen Archipel von 1878—1883. Deutsche Ausgabe Bd. II, p. 180. Jena 1886.

Mitglieder der Geologischen Vereinigung.

Ahrens, Heinrich. Frankfurt a. M., Sandweg 84 p.
Allorge, M., Lecturer in Geomorphy. Oxford, The University Museum.
Ampferer, Dr. Otto, Adjunkt a. d. K. K. Geol. Reichsanstalt. Wien III. Rasumoffskygasse 23.
Andrée, Dr. Carl, Privatdozent. Marburg a. L., Forsthof, Ritterstr. 16.
Andrussow, Prof. N. Kiew, Winogradnaja 14.
Arbenz, Dr. Paul. Zürich, Englischviertelstr. 43.
Arlt, H., Bergassessor. München. Herzogparkstr. 2.
Arthaber, Prof. Dr. G. A. von. Wien I, Franzensring, Paläontolog. Institut der Universität.
Athen, Geolog. Paläontolog. Museum d. Universität.
Aulich, Dr. P., Oberlehrer a. d. Kgl. Hüttenschule. Duisburg, Prinz Albrechtstraße 9.
Bachmann, Dr. O. München, Schellingstr. 28 I.
Backlund, Helge, Geologe. St. Petersburg, Musée géologique de l'Académie des Sciences.
Bamberg, Paul. Berlin-Friedenau, Kaiserallee 87/88.
Bancroft, J. Austen. Montreal, Canada, Depart. of Geology, Mc.Gill-University.
Barrois, Prof. Dr. Ch. Lille (France), rue Pascal 41.
Bärtling, Dr. R., Privatdozent. Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Baschin, Prof. Otto, Kustos a. geographischen Institut d. Universität. Berlin W, Pariserstraße 14 A.
Bauermann, M. K. H. M. J., Standard Russe. Grosny, Caucasie.
Baumgärtel, Dr. Bruno. Clausthal, Kgl. Bergakademie.
Baur, Carl, Bergingenieur. Konstanz, Malhausapotheke.
Becker, A., Mittelschullehrer. Stassfurt, Realreformgymnasium, Hecklingerstr. 21.
Becker, stud. chem. et geol. Frankfurt a. M., Myliusstr. 49.
Beede, Dr. J. W., Prof. of Geology. Bloomington, Indiana, U. S. A. Indiana University, Dept. of Geology, Hunter Ave. 801.
Beier, H., Oberlehrer an d. öffentlichen Handelslehranstalt. Dresden-N. 8, Schillerstraße 39.
Bender, G., Städt. Maschineninspektor. Frankfurt a. M., Buchgasse 3.

Benecke, Prof. Dr. Ernst Wilhelm. Straßburg i. E., Goethestr. 43.
Bergeat, Prof. Dr. Alfred. Königsberg i. Pr., Hoverbeckstr. 23 I.
Berggewerkschaftskasse, Westfälische. Bochum.
Bergt, Prof. Dr. W., Direktor d. Museums f. Landeskunde u. Vulkanologie. Leipzig-Eutritzsch, Gräfestr. 34.
Berlin. Geographisches Institut der Universität, Georgenstr. 34/36.
Berlin. Geologisch-Paläontolog. Institut der Universität, N. 4, Invalidenstr. 43.
Bernett, Dr. Wilh., I. Direktor d. Naturhistorischen Gesellsch. Nürnberg, Landgrabenstr. 146.
Bernges, Dr. R., Oberlehrer. Hanau, Schloßstr. 6.
Bernius, Dr. Groß-Umstadt, Hessen.
Bernoulli, Dr. Walter. Basel, Steingraben 77, zur Zeit Mssrs. Guthrie Co., Limited, Singapore.
Beyschlag, Prof. Dr., Geh. Bergrat. Direktor der kgl. pr. geolog. Landesanstalt. Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Binder, Johannes, Institut f. naturwissenschaftliche Untersuchungen. Ebingen, Württemberg, Zum Kurbad.
Blumer, Dr. Ernst, Lebenslängliches Mitglied. 134 Adelaide Road. Hamstead. London NW.
Boecke, Prof. Dr. H. E. Halle, Mineralogisches Institut d. Universität.
Böhm, Prof. Dr. Joh., Kustos a. Museum d. geolog. Landesanstalt. Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Boll, J., Rektor. Frankfurt a. M., Markgrafenstr. 17.
Bonhôte, Jules, Direktor. Ober-Roßbach b. Friedberg i. H.
Bonn. Geolog.-Paläontolog. Institut d. Universität, Nußallee 2.
Bonnema, Dr. J. H., Ord. Prof. d. Mineralagie a. d. Universität Groningen. Ebermann Colleniusstraat.
Bornhardt, Geh. Oberbergrat. Charlottenburg, Bernburgstr. 49.
Botzong, Dr. Karl. Heidelberg, Rosenbergweg 9.
Brandt, Joh., Ingenieur. Frankfurt a. M., Schneckenhofstr. 20.
Brandt, Dr. Paul, Hütteningenieur. Frankfurt a. M., Schneidwallgasse 12 III.
Brauns, Prof. Dr. Reinhardt, Geh. Bergrat. Bonn, Mineralog. Institut d. Universität.
Breitenstein, W., Bergingenieur. Frankfurt a. M., Tellus, zur Zeit in Constantine, Algier, rue Caraman 6.
Breslau. Geolog.-Paläontolog. Institut der Universität. Schuhbrücke 38/39.
Brockmeier, Prof. Dr. H. M.-Gladbach, Vitusstr. 50.
Brögger, Prof. Dr. Waldemar Christofer. Kristiania, Geologisches Institut der Universität.
Brüggen, Dr. J., Geologe d. Geologisch. Landesaufnahme. Santiago, Chile.
Bruhns, Dr. B., Oberlehrer. Zittau, Gellertstr. 3.
Bücking, Prof. Dr., Direktor d. geologischen Landesanstalt. Straßburg i. E., Lessingstr. 7.
Burckhardt, Dr. Carl, Chefgeologe. Mexico, D. F. 6a del Ciprés.
Burhenne, Dr. H., Oberlehrer. Marburg a. L.
Chur. Naturhistorische Sammlungen des Rhätischen Museums.
Clark, Prof. Wm. Bullock. Baltimore, Maryland U. S. A., John Hopkins University.
Clarke, Prof. Dr. John M. Albany, N. Y., U. S. A., State Hall, Directors Office.
Clausthal. Geol. Institut der Kgl. Bergakademie.
Coblenz. Naturwissenschaftlicher Verein.
Coethen. Friedrichs-Polytechnikum.
Cornelius, H. P. Dr. Zürich, Universitätsstr. 87.
Cossmann, Maurice, Paris, X, Faubourg Poissonnière 110.
Crecelius, Th., Lehrer. Lonsheim b. Alzey, Rheinhessen.
Creizenach, Ernst. Frankfurt a. M., Krögerstr. 10.
Dacqué, Dr. E., München, Alte Akademie, Neuhauserstr.
Dahmer, Dr. G., Chemiker. Höchst a. M., Zeilsheimerweg 21.
Dannenberg, Prof. Dr. Artur. Aachen, Rudolfstr. 35.
Darmstadt. Großherzogl. Geologische Landesanstalt, Paradeplatz 4 b.
Dathe, Dr. E., Geh. Bergrat. Berlin W. 35, Steglitzerstr. 7 III.
Delhaes, Dr. Wilhelm. Buenos Aires, Casilla Correo 147.

Delkeskamp, Dr. R., Frankfurt a. M., Königstr. 63.
Deninger, Prof. Dr. K. Freiburg i. B., Geolog. Institut, Hebelstr. 40.
Dienemann, W., Dr. Marburg, Wörthstr. 20.
Dienst, Paul, Bergreferendar. Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Dillingen. Naturwissenschaftliche Sammlung des Lyceums.
Dohm, P., Hauptlehrer. Gerolstein, Eifel.
Dreher, Dr. Otto. Geologe d. Astra Romana. Campina, Rumänien.
Drevermann, E., Fabrikant. Auhammer b. Battenberg, Hessen-Nassau.
Drevermann, Dr. Fritz, Kustos a. Senckenbergischen Museum. Frankfurt a. M., Viktoriaallee 7.
Du Bois, Dr. C. G., Direktor d. Gold- u. Silberscheideanstalt. Frankfurt a. M., Weißfrauenstr. 7—9.
Dyhrenfurt, Günter. Breslau I, geolog. Institut, Schuhbrücke 38/39.
Edlauer, Aemilian, Südbahnbeamter. Mödling, Nied. Österreich, Fürstenstr. 27.
Elbert, Dr. Joh. Frankfurt a. M., Eschersheim, Lindenstr. 21.
Ellinger, Leo, Kommerzienrat. Frankfurt a. M., Brentanostr. 15.
Emmerich, Otto. Frankfurt a. M., Corneliusstr. 20.
Endell, Dr. Kurd., Mineraloge. Berlin-Halensee, Paulsbornerstr. 7.
Engler, Dr. W., Oberlehrer. Bochum, Bergstr. 117.
Erdmannsdörffer, Prof. Dr. Hannover, Geol. Institut d. Techn. Hochschule.
Erlangen. Mineralog.-Geolog. Institut d. Universität.
Esch, Dr. Ernst. Darmstadt, Roquetteweg 37.
Escher, Dr. B. G., Delft (Holland), Nieuwe Plantage 54 B.
Evans, John W., London, Harlesden NW. 75, Craven Park Road.
Ewald, Dr. Rudolf, Assistent am Geol.-Paläontolog. Institut, Königsberg, Lavendelstr. 13 I.
Felix, Prof. Dr. Joh., Lebenslängliches Mitglied. Leipzig, Gellertstr. 3.
Fels, Dr. Gustav, Mineraloge. Wien V, Köstlergasse 6.
Felsch, Dr. Johannes. Santiago, Chile, Casilla 1559.
Fenten, Dr. J. Buenos Aires, Casilla correo 1568.
Fischer, Direktor. Berlin N. 20, Böttgerstr. 16. Städtische Höhere Mädchenschule.
Fischer, Dr. Ernst. Ludwigsburg, Karlstr. 26.
Fischer, Dr. Hermann. München, Cuvillièsstr. 1 III.
Fischer, Karl, Ingenieur. Frankfurt a. M.-Ginnheim, Eschersheimerweg 10.
Follmann, Prof. Dr. O. Coblenz, Fischelstr. 38.
Fuchs, R., cand. geol. München, Notburgastr. 6 II.
Franck, E., Direktor. Frankfurt a. M., Marschnerstr. 2.
Frankfurt. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Viktoriaallee 7.
Freiberg i. S. Geologische Gesellschaft.
Fremdling, C., Kgl. Oberbergamtsmarkscheider. Dortmund, Knappenbergerstr. 108.
Freudenberg, Dr. W., Privatdozent. Göttingen, Baurat Herberstr. 19.
Fricke, Prof. Dr. K. Bremen, Mathildenstr. 25.
Frisch, Emil., Dipl. Bergingenieur u. Bergwerksdirektor. Bonn, Königstr. 3.
Fülling, Gustav. Leipzig, Christianstr. 4.
Funcke, Bergrat, Direktor d. Gelsenkirchner Bergwerks-Aktien-Ges. Kamen i. Westfalen.
Gäbert, Dr. C., Montangeolog. Bureau. Leipzig, Inselstr. 2.
Gaertner, Prof. Pfaffendorf a. Rhein, Emserstr. 140.
Gagel, Prof. Dr. Curt, Landesgeologe. Dahlem b. Groß-Lichterfelde, Goebenstr. 57.
Ganz, Dr. Ernst, Geologe. Palembang, Südsumatra, Dortsche Petroleum-Maatschappy.
Gerichten, H., Chemiker. Frankfurt a. M., Cranachstr. 25 I.
Gerlach, Dr. C. Frankfurt a. M., Blücherplatz 2 II.
Gerth, Dr. H. Frankfurt a. M., Oederweg 95. Zurzeit Buenos Aires, Casilla correo 679.
Gewerkschaft Deutscher Kaiser. Bruchhausen a. Rhein.
Giers, Rudolf, cand. geol. Jena, Mineralog. Institut.
Gillman, P. 16, Glebe Road. West Bridgford, Nottingham, England.
Gittens, Willy. Tunis, 10 rue Marceau.
Glaessner, Reinhard, cand. rer. nat. Marburg, Savignystr. 7 III.
Glöckler, Alexander, Ingenieur. Frankfurt a. M., Feststr. 6.

Godefroy, C., stud. rer. mont. den Haag, 1e Rusthoekstraat 9.
Goldschmidt, Dr. V. M., Prof. d. Mineralogie u. Petrographie d. Universität Kristiania.
Goldschmidt, Prof. Dr. Viktor. Heidelberg, Geisbergstr. 9.
Gössmann, Bergassessor. Hanau-Kesselstadt, Hessenstr. 3.
Göttingen. Geolog.-Paläontolog. Institut und Museum.
Gottschau, Max, Bergassessor. Bonn, Händelstr. 67.
Graf, Gg. Engelbert, Schriftsteller. Steglitz, Peschkestr. 16.
Graessner, P. A., Kgl. Bergrat. Berlin-Schlachtensee, Adalbertstr. 25 A I.
Grasshof, Prof. Rudolf. Karlsruhe, Wörtherstr. 6.
Graz. Geolog. Institut d. K. K. Universität.
Graz. Lehrkanzel f. Mineralogie u. Geologie d. K. K. Technischen Hochschule.
Grebe, J., Lehrer. Fechenheim b. Frankfurt a. M., Offenbacher Landstr. 31.
Green, Upfield. London NW. Harlesden, 8 Bramshill Road.
Greifswald. Geographische Gesellschaft.
Greifswald. Geologisch-Mineralogisches Institut der Universität.
Greim, Prof. Dr. Darmstadt, Martinstr. 38.
Grosch, Dr. Paul. Freiburg i. B., Weiherhofstr. 7.
Grubenmann, Dr. Ulrich, Prof. an d. Universität u. Polytechnikum. Zürich V Tillisstr. 34.
Grupe, Dr. Oskar. Kgl. Geologe. Berlin N. 4., Invalidenstr. 44.
Gumbel, Dr. Karl. Rechtsanwalt, Frankfurt a. M., Schwindstr. 22.
Gürich, Prof. Dr. G. Hamburg, Lübeckertor 22.
Gwinner, Arthur von, Direktor der deutschen Bank. Berlin W., Rauchstr. 1.

Haag. Nederlandsch Ryksopsporing van Delfstoffen. Cremerweg. 6.
Haardt, Walter, Assistent a. d. kgl. Bergakademie. Charlottenburg, Grolmannstr. 23 Gths. III.
Haarmann, Dr. E., Kgl. Geologe, zur Zeit in Mexiko. D. F. Apartado 1408.
Haas, Prof. Dr. H., Geh. Rat. Kiel, Moltkestr. 28.
Haase, Karl, cand. rer. nat. Jena, Sofienstr. 42 I.
Hackmann, Dr. Victor. Helsingfors, Fredsgatan 13.
Hahn, Alexander. Idar.
Hahn, Dr. Felix, Geologe. München, Geol.-pal. Institut d. Universität, Alte Akademie, Neuhauserstr.
Halle. Geographisches Seminar der Universität.
Hambloch, Dr. Ing. h. c., Anton. Grubendirektor. Andernach.
Hamburg, Seminar für Geographie, z. H. d. H. Dr. Obst. Domstr. 9.
Hamburger, Frl. Dr. Anna. Heidelberg, Bergstr. 73.
Hamm, Dr. phil. et med., Arzt. Osnabrück, Lortzingstr. 4.
Hanau. Wetterauische Gesellschaft für die gesamte Naturkunde.
Haniel, Dr. C. A. Bonn, Venusbergweg 3.
Hanisch, O., stud. chem. Leipzig, Johannisallee 7 IV.
Hannover. Mineralogisch-Geologisches Institut der kgl. Technischen Hochschule.
Hasemann, Walth., cand. geol. München, Theresienstr. 26 III.
Haug, Prof. Dr. Emile. Paris V, Sorbonne, Laboratoire de géologie.
Haupt, Dr. Oscar. Darmstadt, Wendelstadtstr. 13 I.
Heidelberg. Forstamt, städtisches.
Heidelberg. Gas-, Wasser- und Elektrizitätswerke, Städtische.
Heidelberg. Geographisches Seminar der Universität, Augustinerweg.
Heidelberg. Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Hauptstr. 52.
Heidelberg. Gymnasium, Großherzogl.
Heidelberg. Mädchenschule, höhere.
Heidelberg. Oberrealschule, Großherzogliche.
Heidelberg. Tiefbauamt, Städtisches.
Heim, Prof. Dr. Albert. Zürich V, Hottingerstr. 25.
Heim, Prof. Dr. J., Oberlehrer am Realgymnasium. Meiningen.
Helgers, Dr. Ed. Frankfurt a. M., Mendelssohnstr. 69.
Helsingfors. Mineralog.-Geologisch. Institut der Universität.
Henkel, Prof. Dr. Pforta bei Naumburg.
Henn, Theodor, Generalagent. Cöln-Riehl, Johannes Müllerstr. 2.
Henning, Charles, Geologe und Schriftsteller. Denver, Colorado, U. S. A. 4922. W. 34th Avenue.

Henny, A., Dipl. chem. ing. Zürich V, Schmelzbergstr. 22.
Henrich, Ludwig, Kaufmann. Frankfurt a. M., Gärtnerweg 60 I.
Hensel, Oberlehrer a. d. Kadettenschule. Oranienstein b. Dietz a. Lahn.
Henze, A., Schulinspektor. Frankfurt a. M., Gartenstr. 2 I.
Herbordt, Dr. O. Weltevreden, Java.
Heritsch, Dr. Franz, Privatdozent. Graz, Katzianergasse 6.
Hermann, Dr. Rudolf. Berlin SW., Tempelhofer Ufer 32.
Herrdegen, stud. chem. Mannheim, Jungburtstr. 22.
Herrmann, Dr. Fritz, Privatdozent. Marburg, a. L., Heusingerstr. 1.
Herrmann, Prof. Dr. O. Loschwitz, Leonhardistr. 1.
Herzberg, Dr. Franz. Frankfurt a. M., Rüsterstr. 11.
Herzog, Reg.- und Baurat. Jena, Gutenbergstr. 5.
Hess, Prof. Dr. Duisburg, Akazienstr. 1.
Hessler, Carl, Rektor. Cassel-Wilhelmshöhe, Weißenburgstr. 9 a.
Hiby, Wilhelm, Bergassessor. Cleve, Rheinland.
Hildesheim. Römermuseum.
Hillemanns, Dr., Augenarzt. Freiburg i. B., Maria Theresiastr. 12.
Hirschi, Dr. Hans. Zollikon b. Zürich.
Hirschwald, Prof. Dr., Geh. Reg.-Rat. Grunewald b. Berlin, Wangenheimerstr. 29.
Hochschlid, Dr. Ph. Frankfurt a. M., Feuerbachstr. 19.
Höfer, von, Prof. Hans, Hofrat. Leoben, Steiermark.
Hoffmann, J., Lehrer. Sulzbach-Neuweiler.
Hoffmeister, Rob., Dipl.-Ing. St. Petersburg, Gontscharnajastr. 13.
Höfle, Dr. J. München, Albrechtstr. 20 III.
Holland, Fr., Oberförster. Heimerdingen b. Stuttgart.
Holst-Pellekan, W. van, stud. geol. Zürich, Schmelzbergstr. 22.
Holtmann, Bergreferendar. Friedrichsegen a. Lahn.
Holz, Wilhelm, Lehrer. Frankfurt a. M., Kettenhofweg 91.
Holzapfel, Prof. Dr. E. Straßburg i. E., Ruprechtsauer Allee 56.
Hörich, Oscar. Steglitz b. Berlin, Albrechtstr. 23/24.
Horn, Dr. E., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Mineralog. Inst. Hamburg V, Lübeckertor 22.
Hornstein, Prof. Dr. F. F. Cassel, Weigelstr. 2.
Hovey, Edmund O., American Museum of Natural History. New York, 77th street and Central Park West.
Hugi, Prof. Dr. Emil. Bern, Geolog. Institut.
Innsbruck. Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität.
Jaffé, Dr. Ing. R., Dipl.-Ing., Frankfurt a. M., Gärtnerweg 40.
Jahn, Prof. Dr. Jaroslav. Brünn, Mähren, Rainerstr. 54.
Jänichen, F. London E. C., 62 London Wall.
Jannes, Fritz, Dipl.-Ing. Aachen, Hof 18 p.
Jarand, G. Hannover, Glocksseestr. 37.
Jaworsky, Dr. E. Bonn, Geol. Institut, Nußallee 2.
Jena. Geographisches Seminar der Universität.
Jena. Gesellschaft für Mineralogie und Geologie.
Jentzsch, Prof. Dr., Geh. Rat, Landesgeologe. Berlin W. 50, Eislebenerstr. 14.
Jongh, C. A. de, Agrogeologisches Laboratorium Buitenzorg, Java.
Jonker, Prof. Dr. H. G., ord. Prof. d. historischen Geologie u. Paläontologie a. d. Techn. Hochschule in Delft.
Kahler, August. Hanau, Jahnstr. 29.
Kaiser, Prof. Dr. Erich. Gießen, Mineralog. Institut.
Kallhardt, Dr. F., Geologe der Bataafschen Petrol-Maatschappy. P. Brandan, Sumatra, O. K.
Karlsruhe. Geolog.-Mineralog. Institut d. techn. Hochschule.
Karpinsky, Prof. A., Ehrendirektor d. geologisch. Comité. St. Petersburg, Newsky Kai 1.
Katzer, Dr. Fr., Bergrat, Landesgeologe f. Bosnien u. Herzegowina. Sarajewo, Bosnien, Kulvoićgasse.
Kayser, Frl. Cilli. Marburg a. L.
Kayser, Prof. Dr. Emanuel, Geh. Rat. Marburg a. L., Geologisches Institut.
Kegel, Dr. Wilhelm. Marburg a. L., Geolog. Institut.

Keidel, Dr. Johannes. Buenos-Aires, Belgrano, Virreyes 2306.
Kessler, Dr. Paul. Privatdozent für Geologie u. Paläontologie Straßburg.
Kilian, Prof. Dr. W. Grenoble, Laboratoire de géologie, Université.
Kinkelin, Prof. Dr. F. Frankfurt a. M., Parkstr 52.
Kirchner, H. Würzburg, Tröltschstr. 9.
Klautzsch, Dr. Adolf, Landesgeologe. Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Klein, W. C., Staatsgeologe. Heerlen, Holland.
Klemm, Prof. Dr. Bergrat. Darmstadt, Wittmannstr. 15.
Klien, Dr. Walter, I. Assistent am paläontologischen Institut Königsberg i. Pr.
Kliver, C., Markscheider. Bochum, Königsallee 29.
Klockmann, Geh. Rat Prof. Friedrich. Aachen, Technische Hochschule.
Klose, Dr. H., Oberlehrer. Berlin-Wilmersdorf, Mannheimerstr. 44. Beurlaubt zur staatlichen Stelle für Denkmalspflege.
Knauer, Dr. Jos., Geologe und Gutsbesitzer. München, Notburgerstr. 6 I.
Knoch, R., Reg.-Baumeister. Halle a. S., Hagenstr. 4.
Knod, Dr. Reinhold. Traben-Trarbach.
Koch, Prof. Dr. Anton. Budapest VIII, Museum Körut 4.
Kocks, Paul, Apotheker. Düsseldorf, Königsallee 71 I.
Kolesch, Dr. K., Gymnasialprofessor. Jena. Forstweg 14.
Köller, C., Direktor. Sötenich, Eifel.
König, Carl. Freiburg i. B., Holbeinstr. 2.
Königsberger, Prof. Dr. Johannes. Freiburg i. B., Hebelstr. 33.
Königslöw, H. von, Bergrat. Siegen, Unteres Schloß 8.
Konstanz. Oberrealschule, Großherzogliche.
Kopenhagen. Mineralogisches Museum der Universität.
Korschelt, Prof. Dr. E. Marburg a. L., Zoolog. Institut.
Kotô, Prof. B., Geolog. Institute of Imperial University. Tokio, Japan.
Kowatsch, Dr. Andreas. Peggau-Guggenbach, Steiermark.
Krahmann, M., Dozent, Herausgeber d. Zeitschrift f. praktische Geologie. Berlin NW., 40, Neues Tor 1.
Kranz, W., Hauptmann d. I. Ingen.-Inspekt. Straßburg i. E., Mannheimerstr. 10 II.
Kraus, Ernst, geprüfter Lehramtskandidat. München, Luisenstr. 24 III.
Krause, Dr. P. G., Landesgeologe Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Krenkel, Dr. Erich, Privatdozent. Leipzig, Steinstr. 17 II A.
Kreuter, Prof. W. Bayreuth, Leopolsdtr. 20 I.
Kronecker, W., Assistent a. Paläontol. Geol. Institut u. Museum. Berlin N. 4, Invalidenstr. 43.
Krumbeck, Dr. L. Erlangen, Mineral.-Geolog. Institut.
Krusch, Prof. Dr., Abteilungs-Dirigent d. Kgl. geolog. Landesanstalt. Charlottenburg, Neue Grolmannstr. 5.
Kübler, A., stud. geol. Zürich, Zürichbergstr. 18.
Kuhlmann, E., Oberlehrer. Frankfurt a. M., Morgensternstr. 39 I.
Kühn, Prof. Dr. B. Dahlem b. Berlin, Humboldtstr. 24.
Kukuk, Paul, Bergassessor. Bochum.
Kurtz, Dr. Edmund, Oberlehrer. Düren, Binsfelderstr. 30.

Lachmann, Dr. Richard, Bergreferendar. Breslau, Fürstenstr. 102.
Lang, Dr. Richard, Privatdozent. Tübingen, Wilhelmstr. 44 I.
Lauterbach, L., Lehrer a. D. Frankfurt a. M., Gutzkowstr. 79 I.
Leferenz, Gebr. Dossenheimer Porphyrwerk. Heidelberg.
Lehmann, Dr. Emil, Privatdozent a. d. Technischen Hochschule. Danzig-Langfuhr, Hochschulweg 3.
Lehnhardt, Fritz, Lehrer. Frankfurt a. M., Friedberger Landstr. 53 III.
Leipzig. Geolog.-Paläontnol. Institut der Universität.
Leipzig. Verein für Erdkunde. Grassi-Museum, Königsplatz.
Leppla, Prof. Dr. A., Landesgeologe. Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Lepsius, Prof. Dr. G., Geh. Oberbergrat. Darmstadt, Goethestr. 15.
Leuchs, Dr. Kurt, Privatdozent. München, Geol. Institut, Alte Akademie.
Lieber, Hugo, cand. geol. Marburg, Geol. Institut.
Liebrecht, Dr. Lippstadt i. Westf.
Liesegang, Raphael, Chemiker. Frankfurt a. M., Schloßstr. 21.
Lima. Cuerpo de Ingenieros de Minas del Peru. Apartado 889.

Linck, Prof. Dr. G., Geh. Hofrat. Jena, Carl Zeißplatz 3.
Lindemann, Dr. B. Göttingen, Düstere Eichenweg 19.
Linden, v. d. den Haag, 2te Schuytstraat 143.
Lindley, Sir William. Frankfurt a. M., Blittersdorfplatz 29. Lebenslängliches Mitglied.
Lossen, Bergassessor A. Cöln-Lindental, Krementzstr. 7 I.
Loewinson-Lessing, Prof. Dr. T. St. Petersburg, Sosnowka, Polytechnikum.
Lozinski, Dr. Walery Ritter v. Lemberg, Kopernika 58.
Lucerna, Dr. Roman. Agram, Gric. 2.
Lucius, M. Lehrer. Luxemburg, Bahnhofstr. 21.
Lund. Universitets Geolog.-Mineralogiske Institution.
Lutz, Georg. Markscheider. Frankfurt a. M., Haidestr. 9.
Lymann, Benj. Smith. Philadelphia, Pa. Locuststr. 708.
Macco, A., Bergassessor a. D. Cöln-Marienburg, Leyboldtstr. 29.
Maier, Prof. Dr. Ernst. Santiago, Chile, Casilla Nr. 1559.
Mannheim. Oberrealschule, Großherzogliche.
Mannheim. Verein für Naturkunde.
Margerie, E. de. Paris VI, 44 rue de Fleurus.
Maria-Laach, Benediktinerkloster. Maria-Laach, Eifel.
Marmein, Prof. Ernst. Ulm, Heimstr. 39.
Marschall, Dr. Oswald, Dozent a. d. Forstakademie. Eisenach, Prellerstr. 13.
Martius, Dr. S. Bonn, Mineralog. Institut, Poppelsdorfer Schloß.
Mayer, Dr. Max. München, Herzog Wilhelmstr. 9 II.
Meigen, Prof. Dr. Freiburg i. B., Hildastr. 54.
Mengersen, von, Oberforstmeister a. D. Blankenburg i. Thüringen.
Menzel, Dr. jur. Emil von, Kgl Regierungsdirektor a D München, Luisenstr. 19 I.
Menzel, Dr. med., Paul, Sanitätsrat Dresden A., Mathildenstr. 46.
Mey, Oscar, Kommerzienrat. Bäumenheim, Bayern.
Mexico. Instituto geológico de Mexico.
Meyer, Dr. H., Privatdozent. Gießen, Mineralog. Institut.
Michael, Prof. Dr. R., Kgl. Landesgeologe u. Dozent a. d. Bergakademie. Charlottenburg, Bleibtreustr. 14.
Michels, Fr. X., Grubenbesitzer. Andernach.
Milch, Prof. Dr. Ludwig. Greifswald, Schützenstr. 12.
Möbus, H., Bergverwalter. Oberscheld.
Möhring, Dr. Walther. Buenos Aires, Calle 25 de Majo 293.
Molengraaff, Prof. P. Delft. Techn. Hochschule.
Mordziol, Oberlehrer Dr. K. Coblenz.
Mrazec, Prof. Dr. L. Bukarest, Universität, Chaussee Kiseleff 2.
Mühlberg, Prof. Dr. Max. Aarau, Schweiz.
Müller, Karl, Berginspektor a. D. Frankfurt a. M., Danneckerstr. 2.
Müller, Dr. W., Direktor, Sociedad electroquimica. Flix, Prov. Taragona, Spanien.
München. Geographisches Seminar der Kgl. Universität.
München-Gladbach. Städtisches Museum.
Mylius, Dr. Hugo, Geologe. München, Alte Akademie, Neuhauserstr.
Nägele, Erwin, Verlagsbuchhändler. Stuttgart, Johannisstr. 3a.
Naumann, Dr. E. Frankfurt a. M., Klettenbergstr. 13 II.
Nehm, W., Markscheider. Klein Rosseln in Lothringen.
Niedzwiedzki, J., Prof. emerit. Lemberg, Na. Bajkach 1.
Niethammer, Dr. G., Geologe. Basel, Oberer Heuberg 1.
Nordenskjöld, Prof. Dr. O. Göteborg, Schweden.
Oebbeke, Prof. Dr. Konrad, Geh. Hofrat. München, Mineral.-geolog. Laborat. d. Techn. Hochschule.
Obrutschew, Prof. Wladimir. Moskau. Arbat Kaloschin Nereulok 4
Ochs, Dr. Felix, Dipl. Berg- u. Hütteningenieur, zurzeit Peñoles Mapimi in Mexico.
Oehmichen, H., Bergingenieur. Frankfurt a. M., Bockenheimer Anlage 45.
Oestreich, Prof. Dr. K. Utrecht, Wilhelmspark 5.
Olbricht, Dr. K. Hannover, Nelkenstr. 24.
Oppenheim, Prof. Dr. Paul. Gr.-Lichterfelde b. Berlin, Sternstr. 19.
Oswald, Dr. Felix, Probate Registry. Nottingham, England.
Papavasiliou, Dr. J. A., Bergdirektor. Athen, rue Phillelinon-Psylla 2 A.

Pauleke, Prof. Dr. W. Karlsruhe-Mühlburg, Bachstr. 28.
Pavlow, Prof. Dr. A. P. Moskau, Universität.
Penck, Prof. Dr. Albrecht, Geh. Reg.-Rat. Berlin NW., Georgenstr. 34.
Penck, Dr. Walter, Landesgeologe. Buenos Aires, Calle Maipú 1214.
Person, Paul. Hannover, Georgstr. 13.
Petersen, Prof. Dr. Theodor, Chemiker. Frankfurt a. M., Gr. Hirschgraben 11 II.
Petzold, Gustav, Chemiker. Offenbach a. M., Biebererstr. 35.
Pflücker y Rico, Dr. Lima, Perú, Apartado 1023.
Philipp, Dr. Hans, Privatdozent. Greifswald, Steinbeckerstr. 43.
Philippson, Prof. Dr. A. Bonn, Koenigstr. 1.
Pietzsch, Dr. K., Geologe d. Kgl. sächsisch. Geol. Landesanstalt. Leipzig, Talstr. 35.
Pilz, Dr. N. Freiberg i. S., zurzeit Hôtel Englischer Hof.
Plieninger, Prof. Dr. F. Hohenheim, Landwirtschaftl. Hochschule.
Pompeckj, Prof. Dr. Josef Felix. Tübingen.
Porphyrwerk „Edelstein". Schriesheim b. Heidelberg.
Prag. Geol. Institut d. K. K. böhmischen Universität. Karlsplatz 21.
Prior, Paul, Hütteningenieur. Frankfurt a. M., Bockenheimer Anlage 45.
Prosser, Dr. Charl. S. Ohio State University, Columbus, Ohio, U. S. A.
Quelle, Dr. Otto, Assistent am geographischen Seminar d. Universität. Bonn, Loestr. 31.
Quensel, Dr. Percy, Assistent a. Mineralog.-Geolog. Inst. d. Universität. Upsala, Schweden.
Quitzow, Dr. W., Kgl. Geologe. Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Ramdohr, Paul, stud. Göttingen, Walkmühlenweg 8 pt.
Ramsay, Wilhelm, Prof. an der Universität. Helsingfors.
Rassmuss, Dr. H., Assistent a. d. Kgl. Bergakademie. Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Rathgen, Frl. Anna, stud. geol. Bonn, Argelanderstr. 11.
Rauff, Prof. Dr. H. Berlin, N. 4, Invalidenstr. 44.
Redlich, Prof. Dr. Karl. Prag. Deutsche technische Hochschule.
Reeh, R., Markscheider. Rombach, Lothringen.
Regel, Prof. Dr. Fr. Würzburg, Geogr. Seminar der Universität.
Reinhard, Dr. Max, Mineralogisches Laboratorium. Bukarest, Universität.
Reis, Dr. Otto M., Kgl. Landesgeologe. München, Josefplatz 6 III l.
Reiser, Prof. Dr. Karl. München, Liebigstr. 16 III.
Reiss, Frl. A. Mannheim, E. 7. 20.
Renz, Dr. Carl, Privatdozent. Breslau XVIII, Eichendorfstr. 53.
Reuber, Dr. O., Oberlehrer. Frankfurt a. M., Schifferstr. 94 I.
Reuter, Dr. Lothar, Geologe d. Kgl. bayr. Wasserversorgungsbureau. München, Königinstr. 3 I.
Richter, O., Hauptmann u. Comp.-Chef. Düsseldorf, Tiergartenstr. 8a.
Richter, Dr. R., Oberlehrer. Frankfurt a. M., Eschersheim, Am Kirchberg 24.
Rimann, Dr. E., Chefgeologe an der Geol. Min. Landesanstalt, Rio de Janeiro.
Ritzel, Dr. A., Privatdozent. Mineralog. Institut. Jena.
Roechling, Bergreferendar. Saarbrücken, Kanalstr. 1.
Roechling, A., Geh. Kommerzienrat. Mannheim, L. 9. 10.
Roedel, Prof. Seb. Regensburg, Brudernohrstr. 14.
Roerdam, Prof. Dr. K. Kopenhagen, Landwirtsch. Hochschule.
Roessler, H. Frankfurt a. M., Gärtnerweg 31.
Rothmann, Landwirt. Erfelden bei Darmstadt.
Rothpletz, Prof. Dr. A. München, Alte Akademie.
Rühl, Dr. A., Privatdozent. Charlottenburg, Giesebrechtstr. 16.
Ruska, Prof. Dr. J. Heidelberg, Mozartstr. 13.
Ryba, Dr. Franz, o. ö. Prof. a. d. K. K. Montan-Hochschule. Pribram.
Sachs, Prof. Dr. A. Breslau V, Gartenstr. 15/17.
Salomon, Prof. Dr. W. Heidelberg, Geol.-Paläont. Inst. d. Universität.
Schäfer, Prof. Dr., Geschäftsf. d. Ver. f. Naturkunde. Cassel, Hohenzollernstr. 133.
Schardt, Dr., Prof. a. d. Eidgenössischen Hochschule. Zürich V, Voltastr. 18.
Schauf, Prof. Dr. Wilh., Oberlehrer. Frankfurt a. M., Am Tiergarten 28 III.
Scheibe, Prof. Dr. Robert, Geh. Bergrat. Wilmersdorf-Berlin, Nassauischestr. 51.
Schierholz, G., Oberlehrer am Gymnasium. Lemgo.
Schiller, Prof. Dr. W. La Plata (Argentinien). Museo de La Plata.

Schindehütte, Dr. G., Oberlehrer. Frankfurt a. M., Commeniusstr. 14 II.
Schlagintweit, Dr. Otto, Privatdozent f. Stratigraphie u. Paläontologie. Würzburg, Scheffelstr. 3 I.
Schlossmacher, Dr. Frankfurt a. M., Hohenzollernplatz 12 II.
Schlüter, Prof. Dr. O. Halle a. S., Geogr. Seminar der Universität. Ulestr. 3 II.
Schmidt, Dr. Axel, Kgl. Geologe. Stuttgart, Büchsenstr. 56 I.
Schmidt, Prof. C. Basel, Münsterplatz 6/7.
Schmidt, Lehrer. Kloppenheim b. Groß-Karben.
Schmidt, Dr. M., Landesgeologe. Stuttgart, Büchsenstr. 56 II.
Schmidtgen, Dr., Oberlehrer. Mainz.
Schnarrenberger, Dr., Landesgeologe. Freiburg i. B., Bismarckstr. 7.
Schneiderhöhn, Dr. H., Assistent am Mineralog.-Petrograph. Institut u. Museum. Berlin N. 4, Kesselstr. 32 II.
Schön, Paul, Ingenieur. Tellus (Frankfurt a. M.), zurzeit Adr. Speidel u. Co, Hanoi, Tonking.
Schöppe, Dr. Ing. W. Berlin-Zehlendorf, Erlenweg.
Schott, Kommerzienrat. Heidelberg, Mühlstr. 8.
Schottler, Dr. W., Bergrat, Landesgeologe. Darmstadt, Martinstr. 93.
Schrader, Dr. Ernst. Heidelberg, Werderplatz 2.
Schuchert, Prof. Charles, Peabody Museum. New Haven, Conn., U. S. A., Yale University.
Schulz, Dr. Eugen, Bergrat. Cöln-Lindenthal, Geibelstr. 33.
Schulze-Hein, Hans, Zahnarzt. Frankfurt a. M., Eschenheimer Anlage 31.
Schumann, Prof. Dr. W. Nordhausen, Kgl. Realgymnasium.
Schwalm, Fritz. Bötzingen a. Kaiserstuhl, Baden.
Schwalm, Joh. H., Lehrer. Obergrenzebach b. Ziegenhain.
Schwantke, Dr. A., Privatdozent. Marburg a. L., Marbacherweg. 26.
Schwarz, Dr. Hugo. Berlin W. 15, Uhlandstr. 50 III.
Schwarzmann, Dr. M. Karlsruhe, Gartenstr. 37.
Scotti, H. H., Bergassessor. Bonn, Arndtstr. 15.
Scupin, Dr. Hans, Prof. Halle a. S., Friedrichstr. 41.
Seidlitz, Dr. W. von, Privatdozent. Straßburg i. E., Ruprechtsauer Allee 11.
Seitz, Otto, stud. geol. Ludwigshafen, Brückenaufgang 12 III.
Seligmann, Dr., Kommerzienrat, lebenslängliches Mitglied. Coblenz.
Semper, Prof. Dr. M. Aachen, Bachstr. 34.
Seyfried, Dr. von, Major a. D., Wiesbaden, Dambachtal 30.
Sinsheim in Baden. Realschule.
Sjögren, Prof. Dr. H. Stockholm, Riksmuseum.
Soehle, Dr. Ulrich. Halle a. S., Lafontainestr. 27.
Soergel, Dr. W. Weimar, Jenaerstr. 5.
Sommer, Dr. K., Zahnarzt. Marburg, Marktgasse 18/20.
Sommermeier, Dr. L. Bonn, Nußalle 2.
Speyer, Dr. Carl, Geologe. Assist. a. d. Herzogl. Techn. Hochsch. Braunschweig, Wachholtzstr. 17 III.
Spiegel, Dr. A., Direktor. Grube Messel b. Darmstadt, Alicestr. 10.
Spies, Ed., Bergwerksbesitzer. Achenbach b. Siegen.
Spitz, Dr. Wilhelm. Freiburg i. B. Geol. Landesanstalt.
Springsfeld, Dr. med. E. Aachen, Salvatorstr. 22.
Spulski, Dr. Boris. Kiew, Bibikowski Brdno 38.
Stamm, Dr. K. Bonn, Geol. Institut d. Universität, Nußallee.
Stappenbeck, Dr. R., Staatsgeologe. Buenos Aires, Calle maipu 1241.
Stark, Dr. Michael. Universitätsprofessor. Czernowitz, Bukowina.
Steenhuis, Dr. J. F. Ryswyk. Assistent a. Geolog. Museum d. Techn. Hochsch. Delft i. H. Koninginlaan 32.
Stehn, Edgar, cand. geol. Bonn, Geolog. Institut.
Steinmann, Prof. Dr., Geh. Bergrat. Bonn, Poppelsdorferallee 98.
Steuer, Prof. Dr., Bergrat. Darmstadt, Roquetteweg 6.
Stille, Prof. Dr., Prof. d. Geologie u. Direktor d. Kgl. sächs. Geolog. Landesanstalt. Leipzig-Gohlis, Stallbaumstr. 10.
Stiny, Dr. Josef. Bruck a. Mur.
Stolley, Prof. Dr. E., Technische Hochschule. Braunschweig, Fasanenstr. 54.

Stoltz, Prof. Dr. Karl, Gymnasialoberlehrer. Darmstadt, Eichbergstr. 4.
Straßburg. Geol. Landesanstalt f. Elsaß-Lothr. Blessigstr. 1.
zur Strassen, Prof. Dr. Otto. Frankfurt a. M., Varrentrappstr. 56.
Stratmann, J., Oberlehrer a. D. Bonn, Kaiserstr. 35.
Stremme, Dr., Privatdozent. Geol. Institut der Universität. Berlin N. 4, Invalidenstraße 43.
Struck, Prof. Dr. R. Lübeck, Ratzeburgerallee 14.
Stubenrauch, Deutscher Konsul. Punta Arenas, Chile.
Sturm, Dr. Friedr., Oberlehrer. Breslau XVI, Heidenheimstr. 11.
Stürtz, B., Geologe. Bonn, Riesstr. 2.
Stuttgart. Kgl. Landesbibliothek.
Stuttgart. Naturgeschichtliche Sammlung der Friedrich-Eugen-Realschule.
Stuttgart. Statistisches Landesamt.
Stutzer, Prof. Dr. O. Freiberg i. S.
Suess, Prof. Dr. E. Wien II, Afrikanergasse 9. Ehrenpräsident der Geologischen Vereinigung.
Suess, Prof. Dr. Franz E. Wien II, Lindengasse 46.
Sustschinsky, Prof. P. Musée minéralogique de l'Institut Polytechnique Nowotscherkask, Rußland.
Tafel, Dr. Albert. Charlottenburg 4, Schlüterstr. 35 III.
Termier, Prof. Dr. P., Directeur du Service de la Carte Géologique de la France. Paris XV, rue de Vaugirard 164.
Theobald, stud. rer. nat. Frankfurt a. M., Reversbrunnenweg 15.
Thiele und Höring, Technisches Bureau. Heidelberg, Rohrbacherstr. 50.
Thost, Rittmeister z. D. Heidelberg, Bergstr. 46.
Tilmann, Emil, Bergrat. Dortmund, Hamburgerstr. 49.
Tilmann, Dr. Norbert, Privatdozent. Bonn, Lennéstr. 19.
Tobler, Dr. August. Basel, Geol. Institut.
Tolmačev, J. P. Custos a. Musée géologique de l'Académie des Sciences. St. Petersburg.
Torley, Dr. med. K. Iserlohn.
Tornquist, Prof. Dr. A., Geol. Institut d. Universität. Königsberg i. Pr.
Troegel, Hans, Bergassessor u. Techn. Direktor. d. Societate Anonima di Mercurio del Monte Amiata in Abbadia San Salvadore Provincie di Siena. Italien.
Trondhjem. Mineralog. Institut d. Techn. Hochschule.
Trümpi, Dr., Geologe. Zürich, Zeltweg 2.
Tschernyschew, Th., Directeur du Comité géologique. St. Petersburg, Wassili Ostrow, 4. Linie, 15.
Türk, Fräulein Berta. Frankfurt a. M., Kettenhoferweg 73.
Twenhofel, Prof. W. H. Kansas University, Laurence, Kansas U. S. A.
Uhlig, Prof. Dr. Carl, Ord. Prof. d. Geographie. Tübingen, Wilhelmstr. 14.
Uhlig, Privatdozent Dr. J. Bonn, Weberstr. 116 II.
Ulmer, Dr. med. W. Oberamtswundarzt. Nagold.
Utrecht. Geographisches Institut der Universität.
Vater, Prof. Dr. Tharandt b. Dresden.
Vogel, Berghauptmann, Oberbergamtsdirektor a. D. Bonn, Drachenfelsstr. 3.
Vogel, E., Oberlehrer. Deutsche Schule in Sta. Cruz, Rio Grande do Sul, Brasilien.
Voit, Dr. Friedrich W. Steglitz, Schloßstr. 7.
Völzing, Dr. Groß-Umstadt, Hessen.
Vorwerg, Hauptmann a. D. Warmbrunn.
Vredenburg, E., Geological Survey of India. Calcutta.
Wageningen. Geolog. Laboratorium d. Landwirtschaftl. Hochschule.
Wagner, Prof. Dr. Paul, Oberlehrer. Dresden A., Eisenacherstr. 13.
Wahl, Arwed v., Berg-Ingenieur. Cassel, Wilhelmshöherallee 139 I.
Waitz, Dr. Paul. Mexico D. F. 6 del Ciprés 176.
Waitz von Eschen, Bergwerksbesitzer. Ringenkuhl b. Gr.-Almerode.
Waldschmidt, Prof. Dr. Elberfeld, Grifflenberg 67.
Walther, Prof. Dr. Joh. Halle a. S., Fasanenstr. 4.
Walther, Prof. Dr. Karl. Montevideo, Camino Millan 396a.
Wanner, Dr., Privatdozent. Bonn, Geologisches Institut d. Universität, Nußallee 2.
Weber, Prof. Dr. München, Technische Hochschule.

Weber, Dr. F. Zürich, Haldenbachstr. 31. Adresse jetzt Nederl. Koloniale Petroleum Maatschappy. Batavia, Koningsplein W.
Weg, Max. Leipzig, Königstr. 3.
Wegner, Prof. Dr. Th. Münster i. W., Pferdegasse 3.
Weigand, Prof. Dr. Bruno. Straßburg i. E., Schießrain 7.
Weinlig, Otto Friedrich. Burg Lede bei Beuel a. Rh.
Weissermel, Dr. W., Bezirksgeologe. Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Welter, Dr., Privatdozent. Bonn, Beringstr. 4.
Wentzel, Dr. Jos., K. K. Realschulprofessor. Laibach, Wienerstr. 19.
Wenz, Dr. Wilhelm. Frankfurt a. M., Bergweg 19.
Wepfer, Dr. E., Freiburg i. B., Geol. Institut.
Wiederhold, Dr. K., Chemiker. Mainkur b. Frankfurt a. M.
Wien. Geolog. Abteilung d. K. K. Naturhistorischen Hofmuseums, Burgring 7.
Wilckens, Prof. Dr. Otto. Jena, Reichardstieg 4.
Wilckens, Dr. Rudolf. Hannover, Jallstr. 31.
Willing, H., Bergreferendar. Saarbrücken, Dudweilerstr. 5.
Windhausen, Dr. A. Seccion geologica, Buenos Aires, Casilla correo 1691.
Winterfeld, Prof. Dr. Franz. Mühlheim a. Rhein, Sedanstr. 9.
Wisniowski, Prof. Dr. Thaddäus. Lemberg (Lwow). Polytechn. Hochschule.
Witebsky, Dr. M., Arzt. Frankfurt a. M., Bockenheimer Landstr. 111.
Witt, Oberstleutnant z. D. Jena, Fürstengraben 9.
Wittenburg, Dr. P. von. Musée géologique de l'académie impériale des sciences St. Petersburg.
Wojcik, Dr. Kasimir. Krakau, ul. Gramniczna 2 III.
Wolfram, Hermann, Ingenieur. Düsseldorf-Rath, Reichswaldallee 69.
Woodward, Dr. Artur Smith. Keeper Geol. Departm. British Museum Nat. History London W. C. , Cromwell Road.
Workmann, Miss Rachel. London c. o. Brown Shipley u. Co., 123 Pall Mall.
Wright, Fred. E. Geophysical Laboratory, Washington D. C., U. S. A. Kacorama Road 1829.
Wundt, G., Oberbaurat. Stuttgart, Generaldirektion der Eisenbahnen.
Wunstorff, Dr. Wilhelm, Kgl. Bezirksgeologe. Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Wurm, Dr. phil., Geol.-Paläont. Institut, Heidelberg, Ludwigsplatz 6.
Würzburg. Mineral.-Geol. Institut der Universität.
Wüst, Prof. Dr. Ewald. Kiel, Geolog. Institut d. Universität.
Zahn, Prof. von. Jena, Marienstr. 8 I.
Zeulenroda. Bürgerschul-Bücherei.
Zimmermann, Dr. Ernst, Kgl. Geologe. Berlin NW., Melanchthonstr. 14.
Zinndorf, Jakob. Offenbach a. M., Kaiserstr. 15.
Zuber, Prof. Dr. Rudolf. Lemberg, Universität.
Zürcher, Johann Friedrich. Bühler in Appenzell.
Zürich. Geol. Institut d. eidgenössischen Technischen Hochschule.

Fig. 1. Sinterreste der Sprudelschale (I) unter dem Stadtturm Aufschluß. (Winter 1910/1911.)

Fig. 2. Sinterreste der Sprudelschale (II) beim Schloßbrunnen Aufschluß. (Winter 1910/1911.)

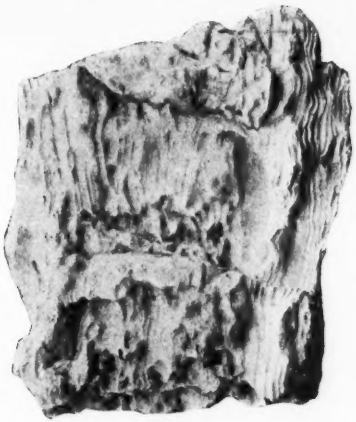


Fig. 3. Wasserkolke in der Sprudelschale (II).
1/4 Nat. Gr.

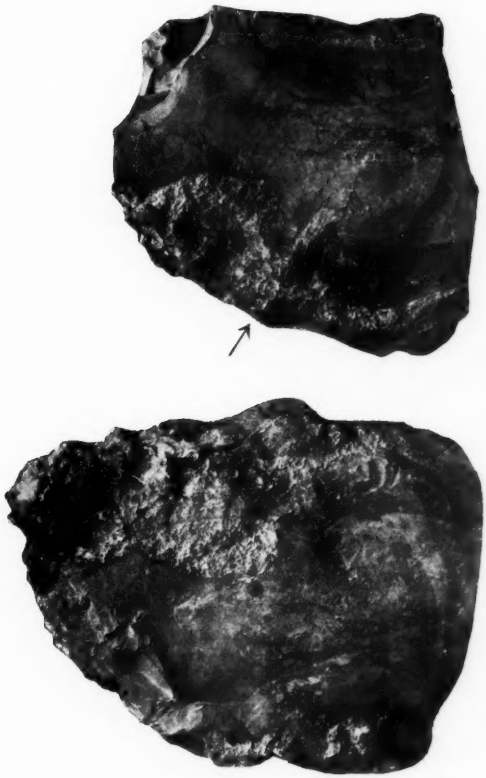


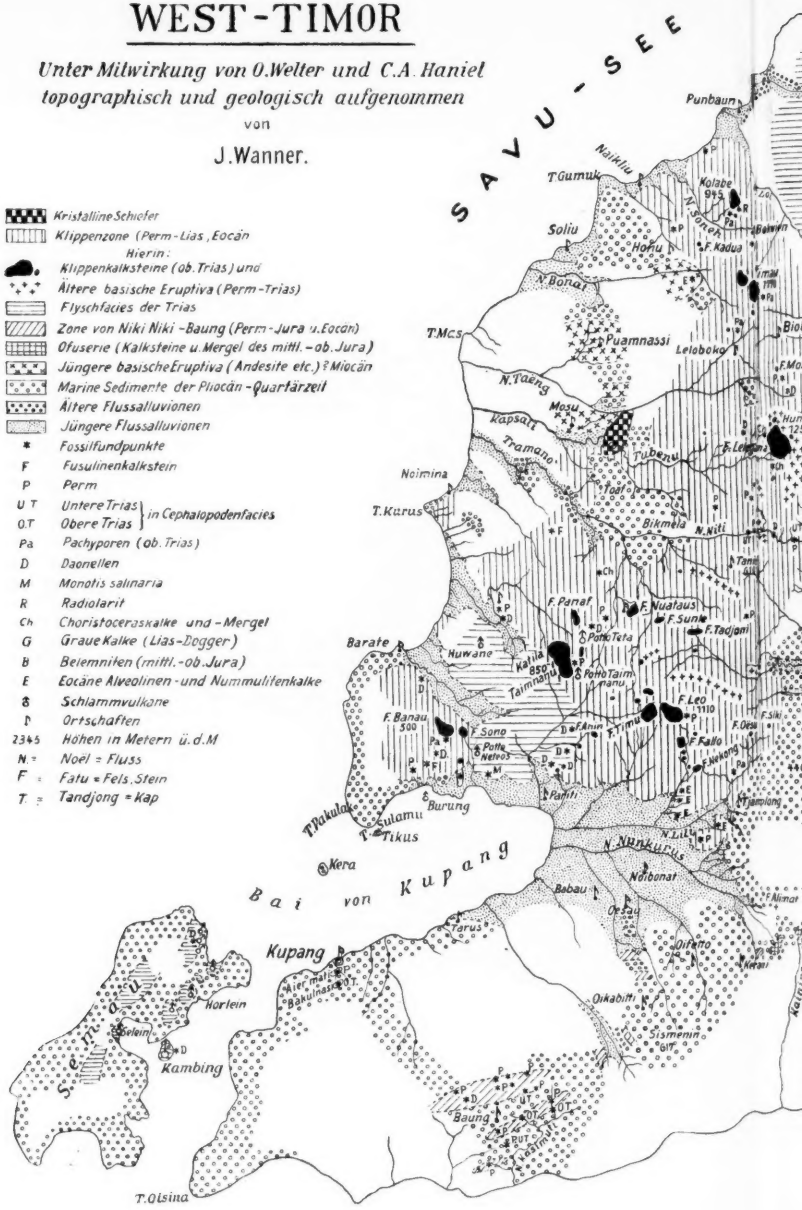
Fig. 1, 2. Hornsteingänge im Granit.
3/10 Nat. Gr.

WEST-TIMOR

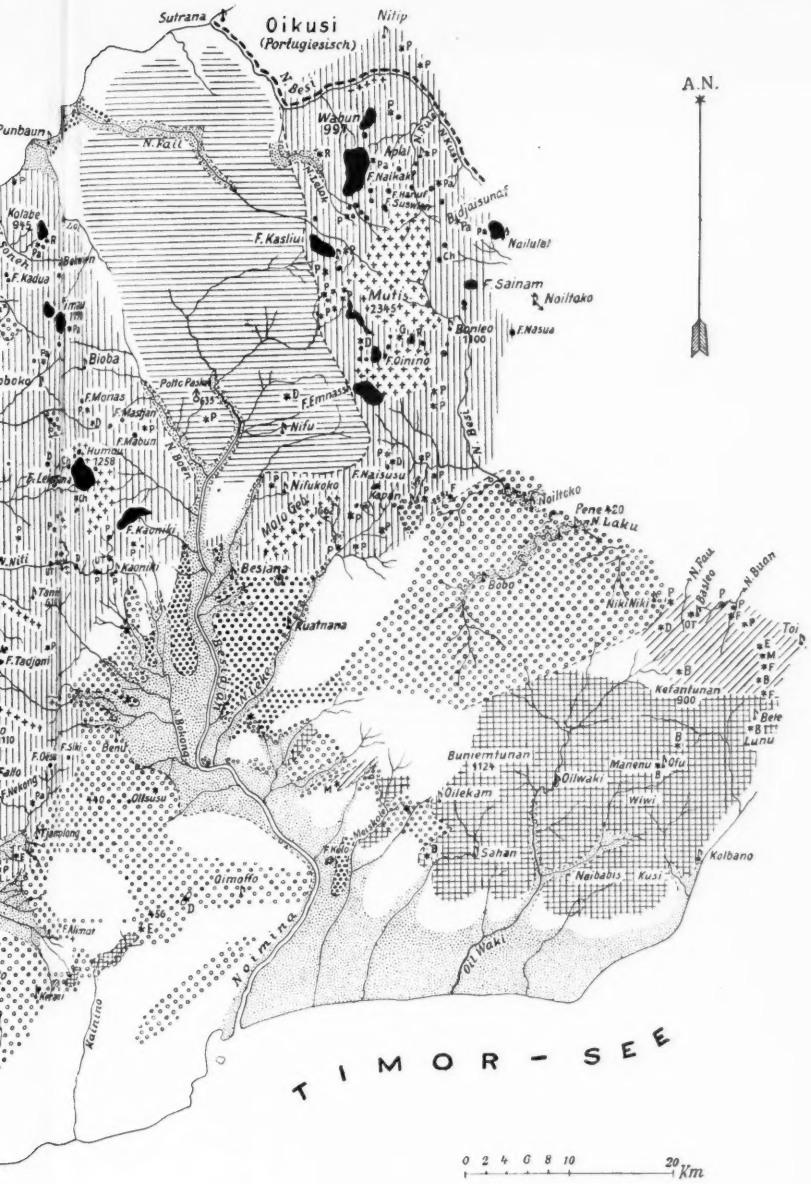
Unter Mitwirkung von O. Welter und C. A. Haniel topographisch und geologisch aufgenommen

von

J. Wanner.



Wanner.



Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Einige allgemeinere Betrachtungen über das Tertiär von Java.

Von **K. Martin** (Leiden).

Die genaue Feststellung des Alters indischer Tertiärbildungen stieß von jeher auf große Schwierigkeiten, weil es an nahen Beziehungen zur Fauna der tertiären Sedimente Europas fehlte.

Als d'Archiac und Haime (1) ihre Versteinerungen aus dem sogenannten Nummulitensystem beschrieben, worunter sich nachweislich auch kretazeische und vor allem miocäne Fossilien befanden (11, S. 197 und 28, S. 2), glaubten sie zwar, in der von ihnen bearbeiteten Fauna eine Reihe europäischer Arten wiederzufinden. Aber bekanntlich sind die Objekte, welche d'Archiac und Haime untersuchten, vor allem die Lamellibranchiaten und Gastropoden, sehr schlecht erhalten (15, Allg. Teil, S. 28); Noetling bezeichnete das betreffende Werk geradezu als nutzlos (28, S. 2). In ihren Studien über die Mollusken der untereocänen Ranikot-Gruppe führen Cossmann und Pissarro später u. a. auch *Ampullospira*? *Oweni* d'Arch. Haime an (3, S. 74), und diese Art besitzt nach Oppenheim eine weite horizontale Verbreitung (»indem sie von Venetien bis Indien auftritt«, 29, S. 265, *Natica* [*Euspira*] *Oweni* d'Arch.). Hiervon abgesehen, sind indessen von Cossmann und Pissarro keine sicheren Identifizierungen mit europäischen Arten vorgenommen, obwohl es nach ihnen keineswegs an nahen Verwandtschaften zwischen den beiderseitigen Faunen fehlt.

Fast gleichzeitig mit d'Archiac und Haime hat Junghuhn sich dahin ausgesprochen, daß im Tertiär von Java eine ganze Reihe von Arten des europäischen Tertiärs vorkäme (13, S. 95 und 140). Das konnte ich aber bei dem Studium der Junghuhnschen Sammlungen so wenig erkennen wie bei demjenigen des großen, von Verbeek u. a. sowie von mir selbst zusammengebrachten Untersuchungsmateriales (15—23).

Auch Boettger identifizierte noch eine Anzahl von Spezies aus dem Tertiär von Borneo mit solchen von Europa (36); aber alle diese sind schlecht, teilweise sogar sehr schlecht erhalten, und einzelne stellen ganz indifferente Formen dar. Später hat derselbe Autor bei der Bearbeitung des sumatranischen Tertiärs nur noch in einem *Spondylus*

aus Orbitoidenkalk eine europäische Art wiederzuerkennen geglaubt (*Spondylus rarispina* Desh. 37, 1, S. 89); weitere übereinstimmende Formen wurden nicht gefunden. Nun ist aber die Bestimmung eines *Spondylus* meistens schon an und für sich sehr schwierig, und bei den sumatranischen Resten handelt es sich obendrein um sehr unvollständige Stücke.

Woodward führte als *Pleurotoma terebra* Basterot eine Versteinerung an, welche aus miocänen Mergeln von Hiliberudju auf Nias stammt (39), hat aber diese Art ungemein weit gefaßt, während andere Vertreter des europäischen Tertiärs auch von ihm nicht aufgefunden wurden.

Noetling gelangte zu dem Resultate, daß das Miocän von Burma keine einzige Art mit demjenigen von Europa gemein habe (28, S. 87 und 98). Später hat freilich Dalton von dort die bekannte italienische, miocäne *Lucina globulosa* Desh. angeführt (4 und 35, S. 293); aber Cossmann hat bereits hervorgehoben, daß diese Bestimmung nicht genügend verbürgt sei (2)[1]), und das Gleiche gilt für die übrigen europäischen, eogenen Arten, welche Dalton nennt (verschiedene *Natica*-Arten, *Cypraedia elegans* Defr. und die fraglich bestimmte *Pleurotoma Stoppanii* Desh.).

Wegen der unverkennbar nahen Verwandtschaft, welche das indische Eocän zu demjenigen von Europa zeigt, und die sich auch für die obereocäne Fauna von Nanggulan auf Java bestätigt hat (23, S. 126 und 176), darf man es wohl als möglich betrachten, daß in eocänen Schichten des tropischen Ostasiens noch eine Reihe von Arten des europäischen Tertiärs gefunden werden wird, sowie dies nach Matajiro auch für Japan gilt (25). Man wird aber bei der Beantwortung dieser Frage mit der größten Vorsicht verfahren müssen. Schlechtes Untersuchungsmaterial ist durchaus auszuschließen, und ebensowenig können Fossilien, welche Gattungen mit geringem Formenwerte (wie *Conus*, *Oliva*, *Spondylus* u. a.) angehören, den Durchschlag geben. Dabei wird man den Artbegriff eng fassen müssen, um nicht stellvertretende Spezies als identische zu betrachten, wie dies schon nachweislich geschehen ist. Im Neogen dagegen besteht nach unseren bisherigen Kenntnissen ein völliger Gegensatz zwischen der Fauna des asiatisch-tropischen und des außertropischen Tertiärs; der Identifizierung einzelner neogener indischer Versteinerungen mit solchen von Europa stehe ich sehr skeptisch gegenüber. Eine Ausnahme machen nur einige Kosmopoliten, wie *Carcharias megalodon* Ag. und *Hemipristis serra* Ag., welche nicht nur im Miocän von Java (18, S. 377), sondern auch in demjenigen von Burma (28, S. 374; 35, S. 293) vorkommen. Auch *Diodon sigma* Mart. hat eine weite Verbreitung (30, S. 727).

Unter solchen Umständen war ich bei der Altersbestimmung javanischer neogener Schichten anfangs fast nur auf den Vergleich mit der

[1]) Dalton sagt: »Hinge not well preserved« (S. 625).

heutigen Fauna angewiesen, d. h. auf die Feststellung der mehr oder minder nahen Verwandtschaft der tertiären Tierwelt zu derjenigen des benachbarten Meeres, welche in erster Linie in der Berechnung des Prozentsatzes noch lebender Arten unter den Versteinerungen ihren Ausdruck finden mußte. Für Sedimente, aus denen noch keine genügende Anzahl von Fossilien bekannt war, konnte dann hernach die Fauna der schon besser durchforschten javanischen Schichten zum Vergleich dienen. Trotz der allen Geologen bekannten Mängel, welche dieser Methode anklebten (um so mehr, als zuverlässige stratigraphische Angaben fast gänzlich fehlten), gelangte ich doch auf diesem Wege zu einem in allgemeinen Zügen befriedigenden Resultate; im einzelnen blieben aber viele Unsicherheiten bestehen.

Später stellte sich auf Grund der Untersuchungen von Verbeek (38, S. 1113ff.) nebst einer Reihe von französischen Forschern, wie H. und R. Douvillé, P. Lemoine und Schlumberger, bekanntlich heraus, daß den Orbitoiden ein großer Wert für die Gliederung des Tertiärs zukomme (vgl. u. a. 5, 14, 32). Der grundlegenden Arbeit von H. Douvillé (5) folgten verschiedene andere desselben Forschers, welche u. a. Foraminiferen von Borneo und von den Philippinen behandelten (6 und 7), und neuerdings ist das Hauptergebnis seiner langjährigen Studien über die vertikale Verbreitung dieser Fossilien noch wiederum kurz von ihm zusammengefaßt worden (8, S. 260).

Die Auffassungen von Verbeek und H. Douvillé stimmten in einem sehr wesentlichen Punkte überein, daß nämlich die Orthophragminen die älteren, die Lepidocyclinen die jüngeren Formen seien; im übrigen bestanden aber erhebliche Unterschiede. Vor allem meinte Verbeek, daß die Lepidocyclinen in Niederländisch Indien in allen miocänen und pliocänen Schichten vorkämen (38, S. 1117 und 1135), obwohl er das Auftreten im Pliocän später als zweifelhaft bezeichnete (26, S. 206).

Nun läßt sich selbstredend keinerlei Betrachtung über die vertikale Verbreitung der Foraminiferen auf Java und benachbarten Inseln anstellen, wenn man das Alter der Schichten, in denen sie vorkommen, nicht zuvor kennt; das war aber bei der Herausgabe des Werkes von Verbeek und Fennema (38) nur in sehr beschränktem Maße der Fall. Andererseits ließ sich die vertikale Gruppierung von H. Douvillé, entgegen derjenigen Verbeeks, nicht ohne weiteres auf das Tertiär von Java übertragen, weil das Neogen des ostindischen Tertiärs, wie oben betont, einen ganz eigenartigen Charakterzug trägt, der überdies auch in der Gruppe der Foraminiferen durch das massenhafte Auftreten von *Cycloclypeus* zum Ausdruck gelangt (21, S. 150ff.).

So stellte ich mir bei einer im Jahre 1910 nach Java unternommenen Forschungsreise (23) vor allem auch die Frage: Besteht Übereinstimmung bei der Feststellung des Alters ostindischer tertiärer Sedimente, wenn man dieselbe einerseits mit Hilfe

der Mollusken, andererseits mit Hilfe der Foraminiferen, nach der von H. Douvillé gegebenen Einteilung, vornimmt? Wie stand es ferner mit dem stratigraphischen Wert der Cycloclypeen?

Es soll versucht werden, dies an der Hand der wichtigsten, von mir auf Java studierten Gebirgsglieder zu beantworten, wobei ich noch die Sondéschichten hinzufüge, da sie bei der Beurteilung des javanischen Tertiärs von so großer Bedeutung sind. Ich habe diese letzteren nicht an Ort und Stelle untersucht, weil sie bereits von verschiedenen Seiten gründlich ausgebeutet sind und ihre Fauna schon zu einem sehr großen Teile bekannt war (24 und 34).

Den einzelnen Schichtengruppen sind die Bezeichnungen hinzugefügt, welche bei Verbeek und Fennema für die von ihnen unterschiedenen, zum großen Teil auf petrographischer Grundlage beruhenden Stufen angenommen sind; es bedeutet *m* 1: altmiocän, *m* 2: jung- und mittelmiocän (die obersten Schichten zum Teil pliocän), *m* 3: pliocän und obermiocän. Das Ergebnis ist folgendes:

Pliocän. Sondéschichten (*m* 2). Es handelt sich um die vielbesprochenen marinen Sedimente, welche im Liegenden der *Pithecanthropus*-Schichten auftreten (34, d, Taf. VI). Der Prozentsatz noch lebender Arten wurde für die Gastropoden auf 54%, für die zugehörigen Korallen von Duku Penkal auf etwa 75% berechnet (24, u. 34, a). Unter dem reichen Materiale, welches hier gesammelt ist, kommt *Orbitoides* nicht vor.

Pliocän (vielleicht auch jüngstes Miocän). Tjandischichten (*m* 2). Die Sedimente stehen südlich von Semarang, unfern des nach Ungaran führenden Weges in 177 m Meereshöhe an; sie sind reich an sehr großen Gipskrystallen, Mergelknollen und vor allen Dingen an prächtig erhaltenen Konchylien. Die Gastropoden lieferten 41% rezenter Arten und zeigen die nächste Verwandtschaft zu einer Fauna vom Tji Djadjar, unfern Parungdjadja in der Residenz Cheribon, deren pliocänes Alter als sehr wahrscheinlich betrachtet werden muß. *Orbitoides* ist auch hier nicht gefunden.

Jungmiocän. 1. Tjilanangschichten (*m* 2). Ablagerungen aus dem Stromgebiete des Tji Lanang, im Bette des letzteren selbst sowie in denjenigen seiner Zuflüsse, Tji Burial und Tji Bining. Es ist die Gegend von Tjelak, eines kleinen Dorfes im Südwesten von Tjilitin, in den Preanger Regentschappen, welche Junghuhn mit dem Buchstaben *O* bezeichnete (13, S. 109). Die Fundorte im Tji Lanang und Tji Burial sind vielfach ausgebeutet, u. a. von Junghuhn selbst und von v. Hochstetter, und die betreffenden Schichten zählten seither zu den am besten bekannten der Insel; trotzdem lieferten sie mir allein an Gastropoden noch 41 für Java neue Arten. Die Fauna der hier anstehenden Tone und Kalkmergel, in denen stellenweise ein feiner Muschelsand vorkommt, zeigt eine Strandbildung an; eingeschwemmtes

fossiles Harz ist mitunter von Bohrmuscheln angebohrt; es sind, alle Tiergruppen zusammengerechnet, etwa 30% noch lebender Arten vorhanden.

2. Kalkstein von Liotjitjangkang (*m* 2) stellt die zugehörige Riffacies der Tjilanangschichten dar, welche etwas nordöstlich von Tjelak ansteht. Junghuhn führte diese Bildung unter dem Buchstaben *P* an (13, S. 112).

Auf Grund der Junghuhnschen Sammlung ist früher angenommen, daß sowohl in dem letztgenannten Riff als in den Tjilanangschichten *Cycloclypeus communis* vorkomme (15, S. 155). Ich vermochte dies Fossil aber nicht aufzufinden, ebensowenig *Cycloclypeus annulatus* oder *Orbitoides*, und ich muß annehmen, daß bei den Fundortsangaben der betreffenden Sammlung Irrtümer vorgekommen sind, zumal sich dies für andere Versteinerungen von Liotjitjangkang so gut wie sicher erweisen läßt (23, S. 53).

Altmiocän. 1. Njalindungschichten und Kalkstein von Tjiguha (*m* 2). Die erstgenannten Schichten stehen unfern Njalindung, im Süden von Sukabumi, an, zu beiden Seiten der Wasserscheide zwischen Tji Buni und Tji Mandiri; sie sind ebenso reich an prächtig erhaltenen Versteinerungen wie die Tjilanangschichten und stimmen petrographisch mit diesen überein. Obwohl die Existenzbedingungen für die Faunen beider Orte nahezu dieselben gewesen sein müssen, ist die Übereinstimmung der Arten doch keine sonderlich große, und es scheint, daß die Njalindungschichten die älteren sind. Bislang wurden bei der vorläufigen Durchbestimmung der Gastropoden 21,5% rezenter Arten gefunden.

Mit den Tonen lagern bei Tjiguha Kalksteine, welche mit größter Wahrscheinlichkeit als eine Riffacies der ersteren betrachtet werden dürfen; sie enthalten kleine Schalen von *Lepidocyclina* und *Miogypsina*. Das stimmt also mit dem aus dem Charakter der Gastropoden abzuleitenden Ergebnis sehr wohl überein.

2. Korallenkalk vom Tegalsari (*m* 3), einem kleinen Bache, welcher in den Kamal, rechten Nebenfluß des Progo, in Jogjakarta, fließt. Das Gestein enthält neben vielen Korallen und Kalkalgen auch einzelne Foraminiferen; darunter befindet sich eine kleine *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) und wiederum *Miogypsina*. Andere Versteinerungen lassen sich bisher nicht für eine Altersbestimmung heranziehen; die allgemeinen geologischen Verhältnisse sprechen aber dafür, daß dieser Korallenkalk zum älteren Miocän gehört (23, S. 144).

3. Riffkalk des West-Progogebirges (*m* 2 und *m* 3). Unter dem Namen »West-Progogebirge« ist das Gebirgsland im Westen des Progo, in Jogjakarta, verstanden. Es ist nicht als solches auf den Karten verzeichnet. Auf seiner Höhe stehen sehr mächtige Kalksteine an, denen u. a. der Gunung Kelir angehört, und in deren Verband versteinerungsreiche Tone und Mergel auftreten. Der Charakter der Gastropoden weist auf älteres Miocän hin; dabei ist *Lepidocyclina* weit

verbreitet, und zwar vor allem *Nephrolepidina*, daneben *Eulepidina* in kleinen Individuen, während große Vertreter der letztgenannten Gruppe ganz zu fehlen scheinen. Auch *Cycloclypeus* kommt vor.

4. Kalkstein von Radjamandala (*m* 1); begrenzt im Süden die Hochebene von Radjamandala in den Preanger-Regentschappen. Er ist seit langem für ein tiefliegendes Glied des Tertiärs von Java gehalten und früher von F. von Hochstetter als eocän betrachtet (12, S. 145). Verbeek und Fennema haben dann das Lagerungsverhältnis noch näher studiert (38, S. 610ff.), und man darf ohne Zweifel annehmen, daß der genannte Kalkstein älter als die Tjilanangschichten sei. Er ist stellenweise reich an *Lepidocyclina* (*Eulepidina*); andere Versteinerungen, welche für eine Feststellung des Alters brauchbar wären, sind noch nicht bekannt.

5. Rembangschichten (*m* 2 und *m* 3). Diese Schichten sind in der Residenz Rembang in weiter Verbreitung entwickelt und hier stellenweise außerordentlich reich an gut erhaltenen Versteinerungen. Ich untersuchte sie vor allem in der Gegend von Ngandang, südlich von Sedan an der Poststraße gelegen, und bei Ngampel an der Straße nach Blora, woselbst der Reichtum an Versteinerungen fast demjenigen der Tjilanangschichten gleichkommt. *Cycloclypeus annulatus* Mart. ist das wichtigste Leitfossil; an der Hand seiner Verbreitung ließ sich feststellen, daß die Rembangschichten einerseits nach Madura hinüberstreichen, andererseits durch die Residenzen Semarang, Cheribon und Krawang bis in die Residenz Batavia zu verfolgen sind (20, S. 230). Das weist also auf einen im Norden entwickelten Horizont, der im allgemeinen dem Streichen von Java und Madura folgt.

Gleich dem Kalkstein von Radjamandala hielt ich auch die Schichten mit *Cycloclypeus annulatus* und großen Vertretern von *Lepidocyclina* schon bei Bearbeitung der Junghuhnschen Sammlung für älteres Miocän (15, Allg. Teil, S. 9). Es fand sich alsdann in der Gegend von Sedan und des Gunung Butak, in Rembang, *Cycloclypeus annulatus* und *C. communis* vergesellschaftet mit einer Molluskenfauna von eigenartigem Charakter, für welche derzeit 15% rezenter Arten berechnet wurde (21). Das früher angenommene altmiocäne Alter der betreffenden Cycloclypeenschicht konnte somit hierdurch nur bestätigt werden. Bei der Untersuchung an Ort und Stelle ergab sich endlich, daß große Schalen von *Lepidocyclina*, aus der Gruppe der *Eulepidina*, in den betreffenden Schichten von Rembang ebenfalls sehr häufig sind.

Obereocän. Nanggulanschichten (Oligocän Verbeeks). Aus weichen Mergeln und Tonen bestehende Sedimente, welche in der Ebene des westlichen Jogjakarta, zur Rechten des Progo, unfern Nanggulan anstehen. Sie sind in einem Nebenflusse des Progo, welcher Puru heißt, vortrefflich aufgeschlossen, desgleichen im Songo, einem rechten Zuflusse des letzteren, und außerordentlich reich an gut erhaltenen Versteinerungen. Freilich sind infolge starker Zerrüttung der Schichten

viele Überreste zerbrochen, und bedarf es einiger Sorgfalt beim Sammeln, und hierauf ist es wohl zurückzuführen, daß die Sedimente trotz der wichtigsten Fragen, welche sich an ihre Fauna knüpften, von älteren Forschern noch niemals gründlich ausgebeutet waren.

Sieht man von den seit langer Zeit bekannten Foraminiferen, welche neuerdings von H. Douvillé (9) näher untersucht sind, ab, so waren es im wesentlichen nur die wenigen von Boettger als »Mollusken der oligocänen Schichten vom Bawangflusse« beschriebenen Versteinerungen (37, Anhang), auf welche sich unsere Kenntnis stützte, und deren Herkunft anfänglich nicht einmal sicher verbürgt war. Überdies war das Material von Boettger sehr ungünstig überliefert. Jetzt liegen in einer reichen Ausbeute allein an Gastropoden etwa 104 »gute« Arten vor, die somit ein klares Urteil über den Charakter der Fauna gestatten.

Zu den besten Leitfossilien gehören zwei *Athleta* (*Volutocorbis*)-Arten, *A. ptychochilus* Boettg. spec. und eine andere, von Boettger als *Mitra spec.* angeführte; sehr häufig sind *Pleurotoma* (*Surcula*) *Bawangana* Boettg. und *Ancillaria Paeteli* Boettg., häufig *Rimella tylodacra* Boettg. und *Turritella Boettgeri* Mart. Charakteristisch ist *Euthria Djocdjocartae* Mart.; *Pyramidella polita* Mart. findet sich nicht selten. Die meisten Arten sind aber nicht nur für diese Schichten, sondern überhaupt für Java neu; denn Versteinerungen, welche aus dem Neogen des Archipels bekannt wären, sind gar nicht zu finden. Dagegen sind deutliche Verwandtschaften zum europäischen Eocän vorhanden, und die vorläufige Untersuchung der Fauna der Nanggulanschichten hat noch keine rezente Art ergeben.

Der ganze Schichtenkomplex gehört faunistisch eng zusammen; nur sind am Songo die Individuen kleiner, Schalenbruchstücke häufig und scheinen die Nummuliten nebst Orbitoiden des Puru ganz zu fehlen; *Pectunculus Dunkeri* Boettg. ist hier das wichtigste Leitfossil, *Callianassa* häufig. Offenbar handelt es sich am Songo um eine Bildung, die in seichterem Wasser abgesetzt ist als diejenige des Puru. In diesem Bache sind die großen, vortrefflich erhaltenen Foraminiferen durch die ganze Formation verbreitet und in einzelnen Schichten dicht aufeinander gepackt. Ungemein zahlreich sind *Nummulites Vredenburgi* Prever und *N. Djocdjokartae* Mart.; *N. pengaronensis* Verb. ist selten. Die Orbitoiden gehören sämtlich zu *Orthophragmina;* es sind *O. javana* Verb., *O. Fritschi* H. Douv., *O. omphalus* Fritsch, *O. dispansa* J. D. C. Sow. und *O. decipiens* Fritsch. Diese Foraminiferen weisen auf oberes Eocän (9).

In Verband mit den eingangs gehaltenen Betrachtungen verdient besonders betont zu werden, daß alle genannten Foraminiferen nur dem tropischen Eocän Ostindiens angehören. Das Vorkommen europäischer Arten, wie *Nummulites laevigatus* Lam., *N. Lamarcki* d'Arch. Haime, *Orbitoides discus* Rütim., welche nach älteren Untersuchungen in den Nanggulanschichten vorkommen sollten (37, S. 23), hat sich bei genauerer Prüfung nicht bestätigt.

Faßt man die oben mitgeteilten Einzelheiten über den faunistischen Charakter der verschiedenen Stufen des javanischen Tertiärs zusammen, so ergibt sich, daß eine Einteilung des letzteren an der Hand der vertikalen Verbreitung der Orbitoiden im Sinne von H. Douvillé zu demselben Resultate führt wie eine Einteilung auf Grund des Prozentsatzes rezenter Arten, sowie der verwandtschaftlichen Beziehungen der übrigen Wirbellosen, insonderheit der Mollusken. Beide Methoden sind dabei durchaus unabhängig voneinander angewandt:

Die Nanggulanschichten mit ihren deutlichen Beziehungen zum europäischen Eocän enthalten von Orbitoiden nur Orthophragminen; die Rembangschichten, welche bereits eine nahe Verwandtschaft zur heutigen Fauna des Indischen Ozeans bekunden, führen dagegen große Lepidocyclinen; in den zweifellos jüngeren Tjilanangschichten, welche stets als das typische jüngere Miocän von Java galten, fehlen die Orbitoiden ganz, desgleichen in den pliocänen Sondéschichten und in den Tjandischichten, die vielleicht eine Zwischenstellung zwischen den beiden letztgenannten einnehmen.

Bei solcher Übereinstimmung wird man von vornherein geneigt sein, auch die übrigen Angaben von Douvillé über die vertikale Verbreitung der Foraminiferen für Java anzuwenden, dort wo andere Handhaben für eine genauere Altersbestimmung der tertiären Sedimente fehlen. Nun gelangte aber dieser Forscher zu dem Resultate: »le terrain Néogène est caractérisé par la disparition des Nummulites; il semble que l'on puisse distinguer à la base deux niveaux, l'Aquitanien, avec des grandes Lepidocyclines appartenant à la section des *Eulepidina* et le Burdigalien où abondent pricipalement les *Nephrolepidina* et les *Miogypsina*« (8, S. 260)[1]. Somit wird es wahrscheinlich, daß die Kalksteine von Tjiguha und vom Tegalsari dem Burdigalien anzureihen sind, was für jene wiederum durch den Charakter der Gastropoden der Njalindungschichten gestützt wird, für diese durch geognostische Gründe. Allerdings wird man dabei vorläufig noch im Auge behalten müssen, daß ein negativer Charakter, wie das Fehlen großer Eulepidinen, mit Vorsicht aufzunehmen ist.

In dem Riffkalk des West-Progogebirges sind trotz eingehender Untersuchung weder *Miogypsina* noch große Vertreter von *Eulepidina* gefunden, und die Molluskenfauna entfernt sich weit von derjenigen der Tjilanangschichten. Er scheint somit eine Zwischenstellung zwischen Rembang- und Njalindungschichten einzunehmen.

Das Ergebnis darf in folgendem Schema zusammengestellt werden, welches indessen durchaus nicht den Anspruch auf ein geognostisches Profil erhebt, da das gegenseitige Lagerungsverhältnis der betreffenden

[1]) Über *Miogypsina* siehe ferner Rutten (31).

Schichten nicht beobachtet wurde. Besonders muß betont werden, daß dies für die Anordnung der Schichten innerhalb der als Burdigalien und Aquitanien vereinigten Gruppen gilt.

Pliocän		Sondéschichten. Gastropoden 54%, Korallen 75% rezenter Arten.
		Tjandischichten. Gastropoden 41% rezenter Arten.
Jungmiocän		Tjilanangschichten und Kalkstein von Liotjitjangkang. Wirbellose im allgemeinen 30% rezenter Arten.
Ältmiocän	Burdigalien	Njalindungschichten, Gastropoden ±21% rezenter Arten, und Kalkstein von Tjiguha mit kleinen *Lepidocyclinen* und *Miogypsinen*.
		Korallenkalk von Tegalsari. *Nephrolepidina* und *Miogypsina*.
	Aquitanien	Riffkalk des West-Progogebirges. Die Gastropoden zeigen nur geringe Verwandtschaft zu denjenigen der Tjilanangschichten. *Nephrolepidina*, kleine *Eulepidinen* und *Cycloclypeus*.
		Kalkstein von Radjamandala. Tiefliegende Stufe des Tertiärs mit großen *Eulepidinen*.
		Rembangschichten. Mollusken ± 15% rezenter Arten. Große *Eulepidinen*, *Cycloclypeus annulatus* und *C. communis*.
Obereocän		Nanggulanschichten. Prozentsatz rezenter Arten = 0. *Nummuliten* und *Orthophragminen*.

Wenngleich nun nach Obigem auf Java keine jungmiocänen oder gar pliocänen Orbitoiden nachgewiesen sind, so wird man doch die Möglichkeit einräumen müssen, daß solche im jüngeren Miocän noch gefunden werden könnten, zumal Schubert aus Tiefseesedimenten von Neu-Mecklenburg *Lepidocyclina epigona* Schub. anführt. Die Form fand sich in einem Globigerinenkalk, und dieser »stellt ein kaum älter als jungmiocänes, wenn nicht gar pliocänes Sediment dar«; übrigens ist sie im Horizontalschliff nicht bekannt, so daß sie nur »mit ziemlicher Sicherheit als *Lepidocyclina* gedeutet werden kann« (33, S. 119). Typische, größere Orbitoiden, die gesteinsbildend wie im älteren Miocän auftreten, werden aber in jüngeren Schichten schwerlich vorkommen.

Es mag sich mit *Lepidocyclina* und *Miogypsina*, die nach Schubert ebenfalls in pliocänen Tiefseeformen bekannt ist (33, S. 120, *M. laganiensis* Schub. und *M. epigona* Schub.) ähnlich verhalten wie mit den Gattungen *Nummulites*, *Cycloclypeus*, *Alveolina* und *Orbitolites*, die zwar noch in heutigen Meeren leben, aber dennoch durch massenhaft auftretende, charakteristische Arten ihren hohen Wert als Leitfossilien tertiärer Sedimente behalten.

Sehr beachtenswert sind in dieser Beziehung auch *Cycloclypeus annulatus* und *C. communis*, die vermutlich beide auf das ältere Miocän beschränkt sind. Sicher gilt dies für *C. annulatus*, welcher zu den vortrefflichsten Leitfossilien gehört, da er weit verbreitet, gesteinsbildend und ungemein leicht kenntlich ist. Man wird diese Versteinerung noch leichter bestimmen können als die meisten Mollusken, und da zu ihrer Erkennung kein Dünnschliff erforderlich ist, läßt sie sich namentlich im Felde weit besser als die Orbitoiden zur Orientierung verwenden.

Während marine Sedimente von eocänem Alter auf Java bislang nur in sehr geringer Ausdehnung nachgewiesen sind, und das Oligocän überhaupt noch nicht festgestellt werden konnte, besitzen neogene, küstennahe Meeresbildungen eine sehr große Verbreitung. Das gilt vor allem auch für die altmiocänen Sedimente, worunter hier übrigens keineswegs die Stufe *m* 1 von VERBEEK und FENNEMA verstanden ist.

Auf die weite Ausdehnung der Rembangschichten im Norden der Insel ist oben schon hingewiesen. Dazu gehört auch das Schichtensystem von Ngembak, im Westen von Purwodadi, welches außer *Cycloclypeus annulatus* in einem tieferen Niveau *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *Ngembaki* SCHLBG. führt; es ist ferner von Madura *L. Martini* SCHLBG. aus dieser Gruppe bekannt; die übrigen Lepidocyclinen sind noch nicht näher untersucht. Mit den Riffkalken des West-Progogebirges sind wahrscheinlich, entsprechend der Darstellung von VERBEEK und FENNEMA, die ausgedehnten Kalksteinbildungen längs der Südküste der Insel (*m* 3) zusammenzufassen; aber auch die Schichten der sogenannten Mergelstufe (*m* 2), welche im Süden der Preanger Regentschappen bei Sindangbarang und Tjidáun ans Meer stoßen, gehören (mindestens teilweise) noch zum älteren Miocän. Sie enthalten Ledidocyclinen aus der Gruppe der *Eulepidina*, und zwar *L. gigantea* MART., *L. Carteri* MART. und *L. radiata* MART. Im Herzen der Insel endlich liegen die altmiocänen Riffkalke von Radjamandala und die versteinerungsreichen Schichten von Njalindung, welche letztere gleich dem Riff des West-Progogebirges + 900 m Meereshöhe erreichen.

Das Liegende des Eocäns wird von Andesit gebildet, und dasselbe Gestein, nebst zugehörigen Breccien und Tuffen, stellt die Hauptmasse des West-Progogebirges, als Liegendes des dort entwickelten, altmiocänen Riffkalkes, dar. Auch die Tjilanangschichten sind einem alten vulkanischen Gebirge, welches hauptsächlich aus Breccien von Augitandesit und Bimssteintuff gebildet ist, aufgelagert, und dasselbe gilt vermutlich für die Njalindungschichten[1]). Alte Vulkanruinen ziehen sich zudem weithin entlang der Südküste des östlichen Java (23, S. 141).

[1]) Vom Liegenden der Nanggulanschichten abgesehen, stecken alle diese Bildungen auf der Karte von VERBEEK und FENNEMA unter *m* 1 und *m* 2.

Steht es einerseits fest, daß sich unter diesen Bildungen Gesteine von eocänem Alter befinden[1]), so darf andererseits angenommen werden, daß die Eruptionen im südöstlichen Java bis zum Schlusse der altmiocänen Zeit anhielten; denn im engsten Verbande mit dem oben erwähnten Korallenkalk von Tegalsari lagert ein Aschentuff mit Radiolarien, Globigerinen und Resten von Kieselspongien. Diese Auswurfsmassen, welche in der heutigen Ebene liegen, wurden also ins Meer geworfen; die Gipfel der tertiären Vulkane ragten aber anfangs frei über die Wasserfläche hervor, denn in den erstgenannten Breccien und Tuffen, im Liegenden der jungtertiären Sedimente, fand sich keine Spur von organischen Überresten.

Die tertiären Vulkane sind somit zunächst gesunken und ihre von Sedimenten bedeckten Ruinen hernach wieder gehoben. Es ist, als ob eine unterirdische Welle die Insel passiert hätte, um sie erst in ein Tal teilweise zu versenken und später wieder auf ihren Kamm zu erheben. Dabei konnten sich die Zerrüttungslinien, auf denen die vulkanischen Produkte empordrangen, nach Norden verschieben; denn letztere beherrschen das Relief der Insel, und diese ist, unbeschadet vieler Störungen im einzelnen, keineswegs ein eigentliches Faltengebirge. Leider sind wir noch weit entfernt, eine eingehende Darstellung der Lagerungsverhältnisse geben zu können, da es hierfür durchaus an den nötigen Voruntersuchungen fehlt.

Da das Material nicht nur für die Bildung der paläogenen, sondern auch der neogenen Sedimente zum großen Teile von den unterlagernden jungvulkanischen Gesteinen geliefert wurde, so folgt hieraus, daß die verschiedenaltrigen tertiären Sedimente eine große petrographische Übereinstimmung aufweisen können. Schon aus diesem Grunde wird man petrographischen Kennzeichen bei der Gliederung des Tertiärs von Java nur einen untergeordneten Wert beilegen können, und vielleicht werden weitere Aufsammlungen von Versteinerungen zu dem Ergebnis führen, daß eocänen Mergeln eine viel größere Verbreitung auf Java zukommt, als bisher angenommen wurde.

Im nördlichen Java müssen übrigens zur Zeit des älteren Miocäns auch altkrystallinische Gesteine in erheblicher Ausdehnung zutage getreten sein, denn den Rembangschichten ist reichlich Quarzsand beigemengt, und die Fragmente desselben verhalten sich nach Zirkel genau so wie die Quarze in Granit und Gneis (15, Allg. Teil, S. 16). Es liegt nahe, hier einen Verband mit den hoch krystallinen Schiefern, insonderheit mit den Granatglimmerschiefern, zu suchen, welche im südlichen Serajugebirge, im Loh Ulo-Gebiete, anstehen (20, S. 243; 27, S. 267 und 272), heutzutage aber auf Java nur eine sehr geringe Verbreitung besitzen.

[1]) Auf Sumbawa begannen nach Elbert die ältesten, neovulkanischen Eruptionen zu Anfang des Miocäns, »wenn nicht noch etwas früher« (10, S. 31).

Die faunistischen Studien haben stets wieder zu dem Ergebnis geführt, daß in neogener Zeit keine Verbindung zwischen dem Indischen Ozean und dem Mittelmeer bestanden haben kann, da die jungtertiäre Fauna von Java und benachbarten Gebieten sich genau in den Formenkreis der indopazifischen Meeresprovinz hineinfügt und nur zu diesem nahe Verwandtschaftsbeziehungen zeigt (15, Allg. Teil, S. 40; 18, S. 378). Dagegen muß es späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, zu entscheiden, ob das Meer von Java vielleicht in paläogener Zeit mit demjenigen von Europa in direktem, offenem Zusammenhange stand. Bis jetzt läßt sich dies nur als möglich bezeichnen, und hierfür ist namentlich von dem weiteren Studium der Nanggulanschichten näherer Aufschluß zu erwarten.

Literatur.

1. D'Archiac et J. Haime, Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde. Paris 1853.
2. M. Cossmann, Revue critique de Paléozoologie, Paris 1909 (Referat p. 223).
3. M. Cossmann and G. Pissarro, The molluscа of the Ranikot-Series (Mem. Geol. Surv. of India, Palaeontologia Indica, New Series, Vol. III, Mem. 1), Calcutta 1909.
4. L. V. Dalton, Notes on the geology of Burma (Geol. Magazine New Ser., Dec. V, 5, p. 284. London 1908; ferner Quart. Journ. Geol. Society of London, Vol. LXIV, p. 604. London 1908).
5. H. Douvillé, Sur l'age des couches traversées par le canal de Panama (Bull. Soc. Géolog. de France, 3e série, t. XXVI, p. 587). Paris 1898.
6. — Les Foraminifères dans le tertiaire de Bornéo (daselbst 4e série, t. V, p. 435). Paris 1905.
7. — Les Foraminifères dans le tertiaire des Philippines (The Philippine Journ. of Science, Vol. VI, No. 2). Manila 1911.
8. — Les Foraminifères de l'île de Nias (Sammlgn. d. Geol. R. Mus. in Leiden I, 8, p. 253). 1912.
9. — Quelques Foraminifères de Java (daselbst p. 279).
10. Joh. Elbert, Die geologisch-morphologischen Verhältnisse der Insel Sumbawa. (Sonderabdruck aus: »Die Sunda-Expedition«). Frankfurt a/M. 1912.
11. F. Fedden, On the distribution of the fossils described by Messrs. D'Archiac and Haime in the different Tertiary and Infra-Tertiary Groups of Sind (Mem. Geol. Surv. of India, Vol. XVII, Pt. 1). Calcutta 1879.
12. Ferd. v. Hochstetter, Reise der österreichischen Fregatte Novara um die Erde. Geol. Teil, Bd. 2, Geologische Ausflüge auf Java, p. 113. Wien 1867.
13. F. Junghuhn, Java. Deel. IV, 2. Auflage, 's Gravenhage 1854.
14. P. Lemoine et R. Douvillé, Sur le genre Lepidocyclina Gümbel (Mem. Soc. Géol. de France, Paléontologie, Mem. No. 32). Paris 1904.
15. K. Martin, Die Tertiärschichten auf Java. Leiden 1879—1880.
16. — Tertiärversteinerungen vom östlichen Java (Sammlgn. d. Geol. Reichs-Museums in Leiden, I, 1, p. 105). 1881.
17. — Nachträge zu den »Tertiärschichten auf Java«. Erster Nachtrag: Mollusken (daselbst p. 194). 1883.
18. — Paläontologische Ergebnisse von Tiefbohrungen auf Java (daselbst 3). 1883—1887.

19. K. Martin, Neues über das Tertiär von Java und die mesozoischen Schichten von West-Borneo (daselbst 5, p. 23). 1895.
20. — Die Einteilung der versteinerungsführenden Sedimente von Java (daselbst 6, p. 135). 1900.
21. — Eine altmiocäne Gastropodenfauna von Rembang, nebst Bemerkungen über den stratigraphischen Wert der Nummuliniden (daselbst 8, p. 145). 1907.
22. — Die Fossilien von Java (daselbst, Neue Folge, 1). 1891—1910.
23. — Vorläufiger Bericht über geologische Forschungen auf Java (daselbst I, 9, p. 1 u. p. 108). 1911 u. 1912.
24. — Das Alter der Schichten von Sondé und Trinil auf Java. (Kon. Akad. v. Wetenschappen te Amsterdam, Verslg. 12. Juni 1908, p. 7.)
25. Matajiro, Notiz in Geolog. Magazine, Dec. V, 8, p. 425. Das Original (Journ. Coll. Sci. Tokyo, February 1911) ist mir nicht zugänglich.
26. H. Merton, Forschungsreisen in den südöstlichen Molukken. Frankfurt a. M. 1910.
27. G. Niethammer, Die Eruptivgesteine von Loh Oelo auf Java (Tschermaks Mineralogische u. petrogr. Mittlgn. XXVIII, p. 205). Wien 1909.
28. F. Noetling, Fauna of the miocene beds of Burma (Mem. Geol. Surv. of India, Palaeontologia Indica, New Series, Vol. I). Calcutta 1901.
29. P. Oppenheim, Zur Kenntnis alttertiärer Faunen in Ägypten (Palaeontographica, Bd. XXX, Abtlg. 3). Stuttgart 1906.
30. A. Rothpletz u. V. Simonelli, Die marinen Ablagerungen auf Gran Canaria (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XLII, p. 677). Berlin 1890.
31. L. Rutten, Studien über Foraminiferen aus Ostasien (Sammlgn. d. Geol. R. Museums in Leiden, I, 9, p. 201). 1912.
32. Ch. Schlumberger, Première note sur les orbitoïdes (Bull. Soc. Géolog. de France, 4e série, t. I, p. 459); 2e note (das. t. II, p. 255); 3e note (das. t. III, p. 273); 4e note (das. t. 119). Paris 1901—1904.
33. R. Schubert, Die fossilen Foraminiferen des Bismarckarchipels und einiger angrenzender Inseln (Abhdlgn. K. K. Geol. Reichsanstalt, XX, 4). Wien 1911.
34. M. L. Selenka u. M. Blanckenhorn, Die Pithecanthropus-Schichten auf Java. Leipzig 1911. Darin: a) J. Felix, Die fossilen Anthozoen aus der Umgegend von Trinil. p. 37. b) H. v. Staff u. H. Reck, Einige neogene Seeigel von Java, p. 41. c) Frau H. Martin-Icke, Die fossilen Gastropoden, p. 46. d) E. Carthaus, Zur Geologie von Java, p. 1.
35. M. Stuart, Fossil fish teeth from the Pegu System, Burma (Rec. Geol. Surv. Ind. Vol. XXXVIII, p. 292). Calcutta 1909—1910.
36. Verbeek, Boettger, Geyler u. v. Fritsch, Die Eocänformation von Borneo und ihre Versteinerungen (Palaeontographica, Suppl. III, Liefg. 1 u. 2). Cassel 1875.
37. Verbeek, Boettger u. v. Fritsch, Die Tertiärformation von Sumatra und ihre Tierreste (daselbst, Liefg. 8 u. 9). Cassel 1880 u. 1883.
38. R. D. M. Verbeek en R. Fennema, Geologische beschrijving van Java en Madoera, Amsterdam 1896.
39. H. Woodward, Description of a collection of fossil shells, corals etc. from Sumatra (Geological Magazine, Decade II, 6, p. 385, 441, 492, 535). London 1879. — Für die genauere Angabe der Fundorte der Versteinerungen ist der Abdruck dieser Abhandlung zu vergleichen in: Jaarboek v. h. Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië, IX, 1, Amsterdam 1880.

Abgeschlossen Sept. 1912.

Über die Entstehung der migmatitischen Gesteine.

Einige kritische Bemerkungen.

Von **J. J. Sederholm.**

(Mit Tafel VI—IX.)

Das jetzt erschienene Compte rendu des letzten Geologenkongresses in Stockholm bringt so zahlreiche, die Granitisationsfrage betreffende Äußerungen, daß es fast die Bedeutung einer Enquête erhält. Auch sonst sind während der letzten Zeit viele Arbeiten über die migmatitischen Gesteine erschienen, welche zeigen, daß die Injektionslehre immer mehr Anhänger gewinnt.

Ich möchte hier zu diesen Veröffentlichungen einige kritische Bemerkungen machen, sowie auch meine eigenen Angaben auf Grund nachträglicher Untersuchungen ergänzen.

Königsberger hat sowohl auf dem Kongreß[1]), wie in einem Artikel in dieser Rundschau[2]) die Granitisationsfragen erörtert und dabei auch meine diesbezüglichen Ansichten in einer Form erwähnt, die klar macht, daß er letztere nicht richtig verstanden hat. Er stellt meine Theorie der regionalen Anatexe den französischen und canadischen Injektions- und Wiederaufschmelzungslehren gegenüber und schließt sich selbst besonders den Theorien J. Lehmanns und Michel-Lévys an. Ich sehe, offen gestanden, nicht ein, worin meine Theorien sich von denen der erwähnten Forscher und Lawsons prinzipiell unterscheiden. Besonders Michel-Lévy und Lawson glauben ja, ganz wie ich, an eine Wiederaufschmelzung in der Tiefe. Lange stand ich sogar, obgleich ein eifriger Anhänger der Injektionslehre, der Wiederaufschmelzungstheorie Lawsons zweifelnd gegenüber, bis ich selbst in der Natur Fälle kennen lernte, die, wie es mir vorkam, nur auf diese Weise erklärt werden konnten. Daß ich die Bildung der Gangspalten, die der Injektion vorhergeht, in direktem Zusammenhang mit dem Hervordringen des Granites, z. T. auch mit Zerschmelzungsvorgängen[3]), bringen will, ist keineswegs eine Abweichung von der Grundanschauung Michel-Lévys, sondern vielmehr eine logische

[1]) Joh. Königsberger, Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer. Compte rendu XI. Congres Géol. Intern. 1910. S. 639.

[2]) Über Gneisbildung und Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa. Geologische Rundschau, Bd. III. S. 297. 1912.

[3]) Da einige meiner früheren Äußerungen vielleicht mißverstanden werden können, will ich ausdrücklich hervorheben, daß ich natürlich niemals die Spaltenbildung, die ja oft ganz augenfällig ist, habe leugnen wollen, sondern nur eine Spaltenbildung, die ohne irgend welchen ursächlichen Zusammenhang mit dem Hervordringen des Granites und den Schmelzungs- und Assimilationsvorgängen stattgefunden hätte.

Konsequenz derselben. Wie von Salomon auf der Kongreßexkursion hervorgehoben wurde, kann man die Bildung der größeren Granitmassive überhaupt nur durch Verdrängung oder Aufdrängung erklären, und in vielen Fällen gibt wohl das, was er die Platzaustauschhypothese nennt, die einzig mögliche Erklärung.

Mit meinem Namen Anatexe beabsichtige ich nur, den Prozeß, der in so vielen verschiedenen Formen auftritt, in einem Wort zusammenzufassen und der regionalen Metamorphose gegenüberzustellen, sowie seine Bedeutung hervorzuheben. Anatexe bezeichnet eine höhere Potenz der Umwandlung als die Metamorphose, entspricht also gewissermaßen dem Begriff Ultrametamorphose, welches letztere Wort aber meistens in mehr neptunistischem Sinne angewandt wird. Die Anatexe umfaßt alle diejenigen Prozesse, durch welche migmatitische Gesteine gebildet werden, also solche, die von einer wirklichen Verquickung zwischen früher existierenden festen Gesteinen und später eingedrungenen Magmen charakterisiert werden.

Ich beanspruche also keine Originalität bezüglich der theoretischen Grundanschauung, die man ja übrigens schon bei Hutton antrifft. Wohl aber bin ich seit Jahrzehnten bestrebt gewesen, die Einzelheiten der Prozesse näher kennen zu lernen und die Methoden auszubilden, durch welche man die migmatitischen Gesteine im Felde studieren kann. Anfangs wurde ich im Norden als Vertreter der Injektionslehren fast nur von meinen hiesigen Kollegen unterstützt, während jetzt diese Lehren sich allmählich mehr Bahn brechen.

Wenn nun Königsberger behauptet, daß ich eigentlich nur eine neue besondere Bezeichnung für diese Prozesse eingeführt habe, so beweist es nur, daß er die einschlägige Literatur nicht genauer kennt. Ich bin wohl sogar für mehrere neue Bezeichnungen auf diesem Gebiete verantwortlich, wie z. B. Adergneis, Arterit, Migmatit usw., welches letztere Wort auch Königsberger selbst anwendet. Diejenigen, welche meine Arbeiten kennen, oder welche unter meiner Führung die finnländischen Migmatitgebiete gesehen haben, mögen aber urteilen, ob es sich hier nur um neue Ausdrücke oder auch um neue Begriffe handelt.

Königsberger demonstriert in seinem gedruckten Vortrage den Unterschied zwischen seiner Ansicht und der meinigen dadurch, daß er zu dem Bild einer Felswand, die er an der Straße am »Eidswand« bei Eidstjord in Hardanger, Norwegen (wie ich glaube erst nach dem Kongreß) gesehen hat [1]), zuerst meine supponierte Ansicht und dann

[1]) Dasselbe Vorkommnis hat Königsberger nach dem Kongreß das eine Mal (im Zentralblatt für Min. Geol. u. Pal. 1912, Nr. 19, S. 577), infolge einer Verwechslung mit einem Gestein aus »Eidsfjord« in Ofoten, als einen Injektionsgneis mit Anorthositadern, das andere Mal (Ibid. 1913, Nr. 1, S. 25), wiederum als einen Gneis mit mikroklinreichen Adern beschrieben, was die Antedatierung seiner angeblich früheren Mitteilung darüber im Compte rendu noch auffälliger macht.

die seinige anführt. Da ich die betreffende Lokalität nicht selbst gesehen habe, kann ich darüber keine bestimmte Ansicht äußern. Sicher hätte ich jedoch das nicht gesagt, was KÖNIGSBERGER in meinen Mund legt. Wie weiß er, daß ich das von dem basischen Gang durchdrungene Gestein als einen grauen Gneisgranit deuten würde? Ich habe zahlreiche Fälle beobachtet und z. T. schon beschrieben, wo sedimentäre Gesteine (Leptite, sogar Konglomeratschiefer), sowie auch ältere Migmatite von solchen basischen Gängen durchsetzt werden und später zusammen mit ihnen der Anatexe oder Granitisation anheimgefallen sind. Als ich zuerst (1891) den Begriff Adergneis aufstellte, glaubte ich sogar, daß diese Gesteine stets aus sedimentärem Schiefer und Granit bestünden. Weiter wäre nach KÖNIGSBERGERS Ausspruch meiner Ansicht nach der Granit der Adern »stets plastisch, aber nicht ganz geschmolzen« gewesen. In meinem von KÖNIGSBERGER zitierten Artikel[1]) habe ich gesagt, daß der Granit in einigen Fällen (dans certains cas) plastisch werden kann, ohne vollständig geschmolzen zu werden, und die Worte im folgenden Satze, »Cette granitisation régionale, ou anatexe«, beziehen sich nicht auf diese Spezialfälle. Im Gegenteil habe ich weiter oben ausdrücklich von »fusion« gesprochen. Ich verweise übrigens auf meine früheren Schriften[2]), wo ich seit 1890 Migmatite von z. T. festem oder plastischem, z. T. geschmolzenem Material beschrieben habe, sowie auf meinen Vortrag auf dem Kongreß[3]). Übrigens finde ich, daß KÖNIGSBERGER und ich in den meisten der von ihm erwähnten petrographischen Fragen prinzipiell auf demselben Boden stehen[4]). Darum verstehe ich nicht, warum er mich angreift.

Die Frage der Permeabilität des Nebengesteins an Granitkontakten, welche ja lange das Punctum crucis im Granitisationsstreit war, kann wohl jetzt als endgültig beantwortet betrachtet werden. Ohne Zweifel gibt es Fälle, wie ja ROSENBUSCHS klassische Arbeit über die Steiger Schiefer uns belehrt hat, wo am Kontakt gar keine oder nur eine sehr unbedeutende Penetration durch das Magma stattgefunden hat. Obgleich sie meistens den hypabyssischen Granitmassiven eigen sind, habe ich doch auch im Grundgebirge ähnliche Fälle beobachtet, so z. B. an gewissen Rapakiwikontakten, an Kontakten

[1]) J. J. SEDERHOLM, Les roches préquarternaires de la Fennoscandia. Bull. Comm. géol. de Finl. No. 24. 1910. S. 31.

[2]) Vgl. das Referat in J. J. SEDERHOLM, Einige Probleme der präcambrischen Geologie von Fennoskandia. Geologische Rundschau Bd. I. H. 3. 1910. S. 126. Weiter: Om palingenesen i den sydfinska skärargden usw. Geol. För. i Stockholm Förh. Mars 1912.

[3]) Die regionale Umschmelzung (Anatexis) erläutert an typischen Beispielen. Compte rendu du XI. Congrès Géolog. Intern. Stockholm 1910. S. 573.

[4]) Dagegen ist die Darstellung der Entstehung des Archäicums, die KÖNIGSBERGER, wohl im Anschluß an HOLMQUIST, mit einigen kurzen Worten gibt, mit meiner aktualistischen Auffassung nicht übereinstimmend.

zwischen dem postbottnischen Granit in Messukylä, im NO. von Tammerfors, und dem dortigen Phyllit, welche oft messerscharf sind, und wo auch keine Kontaktminerale vorkommen. Es ist aber gewiß unrichtig, wenn man solche Beobachtungen so weit verallgemeinern will, daß sie als Kanon für die Granitkontakte der ganzen Erde dienen sollten. Es sind ja schon unzählige Fälle bekannt, welche das Gegenteil beweisen. Ich erinnere nur an das von Barrois geschilderte klassische Beispiel, welches der Granit von Rostrenen gibt. Im letzten Sommer habe ich auch an der Ostgrenze des Wiborgischen Rapakiwigebietes ein neues Beispiel kennen gelernt, welches, wie mir scheint, noch mehr unwiderlegliche Beweise für eine innige Durchtränkung mit aplitischem Magma als die von mir früher beobachteten Fälle liefern, und das ich im folgenden näher erörtern werde.

Von besonderem Interesse sind auch die zahlreichen Fälle einer Granitisation der Quarzite (Westervik, Sudbury in Canada, Lappland usw.), die bekannt sind, weil hier das Sedimentgestein früher fast gar keine Feldspatsubstanz enthielt, und dennoch jetzt sowohl Adern als isolierte Flecken von granitischem Material auch weit von den Kontakten mit den Granitmassiven auftreten können. Hier ist ja jedenfalls eine Zufuhr von Substanz ganz unzweifelhaft.

Die Frage nach der Entstehung der pegmatitischen und aplitischen Adern in arteritischen Gesteinen war überhaupt einer der Gegenstände, die beim Stockholmer Kongreß und während der folgenden Exkursion im Grundgebirge am eifrigsten diskutiert wurden, und sie ist schon seit Jahrzehnten besonders zwischen schwedischen und finnländischen Petrographen erörtert worden. In Schweden hat man diese Adern seit älterer Zeit mit Vorliebe als Sekrete aus dem Nebengestein, und zwar besonders früher in mehr oder weniger ausgeprägt neptunistischem Sinne gedeutet. Holmquist, dessen Ansicht sich bei den Diskussionen z. T. auch Högbom und Milch anschlossen, will sie noch so erklären[1]), indem er annimmt, daß sie bei der Ultramorphose, die nur eine Steigerung der gewöhnlichen Regionalmetamorphose bezeichnet, also ohne notwendigen Zusammenhang mit einem eruptiven Granitmagma, gebildet wurden. Er ist weiter geneigt, anzunehmen, daß der Hauptteil der Pegmatitisation in Schweden in einer gewissen Periode am Schlusse der archäischen Ära stattfand.

[1]) Diskussion anläßlich der Schärenfahrt der Exkursion C. I. Compte rendu XI. Congrès Géol. Intern. 1910. S. 1324.

Discussion sur la géologie des systèmes précambriens. Ibid. S. 734.

P. J. Holmquist, Ådergneisbildning och magmatisk assimilation. Geol. För. i Stockholm Förh. Bd. 29. 1907. S. 313.

P. J. Holmquist, Gneisfrågan och urbergsteorierna. Ibid. Bd. 30. 1908. S. 415.

P. J. Holmquist, The Archean Geology of the Coast-Regions of Stockholm. Geol. Fören. i Stockholm. Förh. 1910. Bd. 32. S. 806 und Guides des Excursions en Suède. 15. XI. Congrès. Géol. Intern. Stockholm. 1910.

Ich will die Möglichkeit, daß pegmatitartige Gesteine auch als wässerige Sekrete entstehen können, nicht gänzlich in Abrede stellen. Jedoch habe ich keine solchen Fälle in meinen eigenen Studiengebieten kennen gelernt. Von einer Exkursion im Simplon, an welcher ich im Jahre 1909 unter der Führung Schardts teilnahm, habe ich Handstücke arteritischer Gneise mitgebracht, in welchen die gefalteten Adern aus albitreichem Aplit bestanden, und welche dermaßen von den von mir beobachteten Arteriten abwichen, daß ich eine verschiedene Deutung nicht gänzlich in Abrede stellen möchte. Bezüglich der Pegmatit- und Aplitadern Finnlands, die ich genau studiert habe, wage ich aber die bestimmte Behauptung auszusprechen, daß sie immer in nachweislichem Zusammenhang mit dem Hervordringen irgendeiner Formation von in größeren Mengen auftretenden Graniten vorkommen. Dasselbe dürfte meiner Ansicht nach auch wenigstens vom größten Teil von Schweden gelten. Wenn also, wie Van Hise bei der Kongreßdiskussion in Westervik richtig hervorhob, der Pegmatit als ein »granitischer Saft« zu betrachten ist (derselbe Ausdruck ist von mir und anderen öfters angewandt worden), so muß man das erste Wort granitisch besonders betonen. Wenn der Pegmatit z. B., wie es in den finnischen Schären oft der Fall ist, als ein Netz von anastomosierenden breiten Adern auftritt, die an Menge die Einschlüsse überwiegen, mit echtem Granit vikariieren und dieselbe chemische Beschaffenheit wie dieser besitzen, und die vielerlei fluidale Erscheinungen zeigen, so kann wohl kein Zweifel an seiner echten Magmagesteinsnatur existieren.

Was nun besonders die Adergneise von Trollhättan in Schweden angeht, deren Entstehungsweise auf der Kongreßexkursion so lebhaft diskutiert wurde, so bin ich überzeugt, daß die Untersuchungen Gavelins, der in den meisten dieser Fragen eine von Holmquist etwas abweichende Stellung einnimmt, im westschwedischen Gneisgebiet noch mit voller Evidenz zeigen werden, daß die Bildung der Adergneise in vielen Fällen in beweislichem Zusammenhang mit dem Hervordringen relativ junger archäischer Granite gestanden hat. Bezüglich der sehr analogen Gneisgebiete im östlichen Finnland, die wir früher als möglicherweise »azoisch« im strengen Sinne des Wortes (also präsedimentär) betrachteten, haben die Untersuchungen der letzten Jahre zu dem Ergebnis geführt, daß sie z. T. viel jünger sind, d. h. daß unter ihnen, ganz besonders unter den gang- und aderartig vorkommenden Gesteinen, sogar postbottnische Granite vorkommen dürften.

Bezüglich der strengen Unterscheidung, die Holmquist zwischen Adergneisen und Intrusionsgneisen macht, welche letzteren durch die innige Verschweißung der Materialien gekennzeichnet sein sollen, kann ich ihm nicht beipflichten. Meiner Erfahrung nach treten beide Erscheinungen oft in engster Beziehung mit echten Eruptivgraniten auf.

Nun ist es auffallend, daß die Bildung der pegmatitischen und aplitischen Adern bei unseren jüngsten Graniten, dem Rapakiwi und dem etwas älteren Onasgranit von Borgå, welche wohl beide hypabyssisch erstarrten, auf die unmittelbare Umgebung der Massive beschränkt ist. Weiter als ein oder zwei Kilometer von der Hauptgrenze findet man keine ihnen zugehörige Pegmatite und Aplite, und letztere treten vorwiegend in den schon erwähnten geäderten oder breccienartigen Kontaktzonen auf. Die Aderbildung ist also hier nicht als regional, sondern als eine Kontaktanatexe zu bezeichnen. Am entferntesten von der Hauptgrenze des Rapakiwis treten vereinzelte Spaltengänge von Quarz und Pegmatit auf, worin die Mineralien die charakteristische Beschaffenheit der Rapakiwigemengteile besitzen. Näher zum Kontakt ist das Gestein in dem früher erwähnten Fall von z. T. gut getrennten, z. T. mit dem Nebengestein gleichsam zusammenfließenden Adern von Pegmatit und Aplit durchschwärmt, und Aplit durchtränkt auch das ganze Nebengestein (einen schiefrigen Plagioklasporphyr), wobei Gesteine entstehen, welche mit den Hornfelsen gewisse Analogien zeigen. Übergänge zwischen Eruptivbreccien und adergneisartigen Gesteinen, z. T. mit schönen fluidalen (ptygmatischen) Faltungen, kommen vor, und mitten im schieferartigen Gestein kann man verschwommen begrenzte Partien von Rapakiwi mit der charakteristischen Oligoklasumrandung beobachten. Innerhalb der Hauptgrenze tritt auf einmal ganz reiner Rapakiwi, fast frei von Einschlüssen, auf. An den Grenzen des Onasgranites treten besonders äußerst typische Eruptivbreccien, z. T. aber auch adergneisartige Gesteine auf.

In diesen und ähnlichen Kontaktarteriten und Kontaktbreccien sehe ich Fälle derjenigen Prozesse, welche Daly overhead stoping genannt hat. Die Breccienbildung hat offenbar in Verbindung mit dem Hervordringen des Granits gestanden. Also nicht passiv in fertig gebildeten Klüften, sondern aktiv, sich selbst seinen Weg bahnend, ist er aus der Tiefe hervorgedrungen.

Die Erscheinungen der regionalen Granitisation oder Anatexe sind eigentlich nur als Variationen und Steigerungen der Prozesse anzusehen, deren Resultate man in den räumlich begrenzten Kontaktanatexezonen beobachtet. Sie sind aber in ihrem Auftreten noch mehr mannigfaltig.

Auch hier erkennt man eine Zerspaltung und Breccienbildung, die man an der finnischen Südküste besonders großartig sowohl in den präbottnischen wie in den postbottnischen Graniten beobachten kann. Die Frage, wie diese Zerspaltung in so überaus großem Maßstab geschah, ist ja wieder eine von denen, welche am wichtigsten und am eifrigsten diskutiert worden sind.

Ich habe mich wiederholt gegen die Ansicht gewandt, daß alle Eruptivbreccien mit granitischem Zement in der Regel so entstünden,

daß die Felsmassen erst tektonisch bei erdbebenartigen Bewegungen zersplittert und später mit granitischem Magma injiziert, gleichsam durchspritzt würden. Diese Erklärung ist wohl bei den vulkanischen Eruptivbreccien zutreffend, und sie dürfte auch für gewisse in relativ hohen Niveaus erstarrte kleinere Eruptivmassive gelten. Auch will ich nicht verneinen, daß in gewissen Ausnahmefällen auch bei den bathylitischen Granitgebieten lokal bei dem Einsinken der überliegenden Gesteine in das Magma eine Zersprengung jener stattfinden kann, welche eine gewisse Analogie zu der Breccienbildung durch tektonische Bewegungen in den oberen Teilen der Erdrinde zeigt. Jedoch hat in den meisten Fällen bei der regionalen Anatexe, gleichwie bei den schon erwähnten Fällen der Kontaktanatexe, die Zertrümmerung nachweislich im Zusammenhang mit dem Eindringen des Granites stattgefunden.

Es ist sehr häufig, fast in der Regel der Fall, daß die Spalten der einzelnen Einschlüsse in den Breccien sich nicht durch das ganze Fragment erstrecken. Oft beobachtet man, daß einzelne Einschlüsse sich in eine Unzahl, bis Tausende von kleineren Fragmenten zerteilen, welche noch nahe aneinander liegen. Zusammen mit der Spaltenbildung treten auch typische Resorptions- und Assimilationserscheinungen auf (vgl. Fig. 4).

Sowohl Temperaturschwankungen wie Bewegungen im Magma, von welchen die starren Einschlüsse anders als das umgebende, leichter bewegliche Magma betroffen wurden, konnten eine Zerberstung der einschlußartigen Gesteinspartien verursachen, aber, wie schon gesagt, konnte wohl auch ein passives Einsinken in die Magmamassen dazu beitragen.

Bezüglich des Verhältnisses zwischen Faltung und Aderung gehen auch die Ansichten noch sehr weit auseinander. Holmquist meint, daß die Falten die Adern veranlassen, indem die Sekrete sich vorwiegend an den am stärksten gefalteten Teilen ansammeln. Ähnliche Äußerungen trifft man mehrorts in Törnebohms Schriften. Ich habe auch schon 1893 die Ansicht ausgesprochen, daß »das Eindringen des Granits offenbar im Zusammenhang mit der Faltung stattgefunden hat«. Wie ich später hervorgehoben habe, ist jedoch in vielen Fällen, und zwar besonders bei der eigentümlichen »ptygmatischen« Faltung, das Eindringen des Granits die Ursache der Faltung gewesen. Zu dieser Frage werde ich bald an anderer Stelle zurückkehren.

Es entsteht also bei dieser Durchdringung eine Menge verschiedenartiger Migmatite, erstens peripherisch, rings um die Gebiete von reinerem Granit, z. T. auch auf weite Entfernungen von diesen, geäderte Gesteine, Arterite (Fig. 1 und 5). Bei vollständigerer Zersplitterung des älteren Gesteines werden Eruptivbreccien (Fig. 3 und 4) gebildet. Wenn wieder das granitische Material und die injizierten Adern bandartig miteinander umwechseln, entstehen ge-

bänderte Gneise (Fig. 2). Wenn die Arterite bei weiterem Verlauf der Durchtränkung und Aufschmelzung fluidal (ptygmatisch) gefaltet werden, entstehen die charakteristischen ptygmatischen Migmatite (Fig. 5). Wenn die Adern netzartig auftreten, werden Gesteine gebildet, welche in der Mitte zwischen Arteriten und Eruptivbreccien stehen, und die ich Diktyonite (Netzgesteine, Fig. 6) genannt habe. Wenn in diesen Gesteinen oder in Eruptivbreccien die Einschlüsse so stark aufgeschmolzen werden, daß sie nur gleichsam in spukhaften Umrissen oder so zu sagen wolkenartig hervortreten, entstehen Nebulite (Fig. 7), für welche z. B. die Granite von Hangö und Helsingfors charakteristische Beispiele liefern.

Es können aber auch die Penetrations- und Wiederaufschmelzungsvorgänge mehr allmählich vor sich gehen, wobei keine ausgeprägte Aderung auftritt, sondern das ganze Gestein allmählich in einen neuen, »palingenen« Granit umgewandelt wird. In diesem Falle ist die Beweisführung oft schwieriger zu geben, es dürfte aber auch hier ganz überzeugende Beispiele geben. In den Schären geben die noch erhaltenen Teile der »Metabasitgänge«, welche der Anatexe oft lange Widerstand leisten, Zeugnis dafür ab, was früher hier vorhanden gewesen. In noch anderen Fällen scheint die »Palingenese« oder die Verwandlung in ein neues Eruptivgestein mehr sprungweise vor sich gegangen zu sein. Ich habe schon den charakteristischen Fall von Päfskär geschildert. Im letzten Sommer habe ich in Perno, östlich von Helsingfors ein noch besseres Beispiel von solcher »Palingenese« gefunden.

Ein Konglomeratschiefer von sehr hohem, archäischem Alter wird von Metabasitgängen durchsetzt und tritt im Westen mit Quarzit in Berührung, der wahrscheinlich ihn früher diskordant überlagerte. Im Zusammenhang mit dem Eindringen jüngerer Granitadern wird nun der Konglomeratschiefer plastisch, teilweise umgeschmolzen und tritt, z. T. noch mit erhaltener Fleckigkeit, pseudoeruptiv auf. Er durchdringt dann den Metabasitgang, der früher jünger war, und durchsetzt auch an der Grenze den jüngeren Quarzit.

Sowohl in diesem, wie in allen anderen von mir beobachteten Fällen steht jedoch die Anatexe, beziehungsweise die Bildung eines palingenen Eruptivgesteins, im Zusammenhang mit dem Eindringen eines neuen Magmas. Ich halte es wohl für theoretisch sehr plausibel, daß, wie u. a. Termier annimmt[1]), isolierte Magmaherde auch auf weitere Entfernung von den aus der Tiefe hervordringenden Magmamassen als Vorläufer derselben durch lokal begrenzte Wiederaufschmelzungsprozesse entstehen können. Bei meinen Feldstudien habe ich jedoch bis jetzt keine Fälle beobachtet, für welche eine solche Deutung wahr-

[1]) P. Termier, Sur la genèse des terrains cristallophylliens. Compte rendu du XI. Congrès Géol. Intern. Stockholm 1910. S. 593.

scheinlich wäre. In jeder Granitisationsperiode zeigt der Granit in den verschiedenen Massiven im großen ganzen eine besondere, individuelle Beschaffenheit, durch welche er sich von jeder anderen unterscheidet; auch kann man oft zeigen, daß die verschiedenen Massive miteinander anastomosieren. Im einzelnen zeigt es sich, daß das granitische Magma und in dessen nächster Nachbarschaft daraus emanierende Säfte und Gase als Lösungsmittel gedient haben, und daß hauptsächlich nur diejenigen Teile, welche mit dem hervordringenden Magma imprägniert worden sind oder in der unmittelbaren Nähe der Granitmassen liegen, palingen eruptiv werden. Es ist ja immerhin möglich, daß eine Wiederaufschmelzung unter anderen Umständen auch in größerem Maßstab und auf längere Entfernung von den Granitmassen, die aus der Tiefe hervordringen, geschehen kann.

Die Beweglichkeit des Magmas ist bei diesen Prozessen ein Umstand von äußerstem Gewicht, denn ohne diese würde man die starken chemischen Veränderungen nicht erklären können.

Es wird von der Seite der Chemiker, so z. B. auf dem Kongreß von Vogt, der Einwand gemacht[1]), daß die Umwandlung nur dann bewiesen ist, wenn gezeigt werden kann, »daß das umgeschmolzene Gestein das arithmetische Mittel der zwei Ursprungsgesteine« darstellt.

Dies ist aber nur dann richtig, wenn es wahrscheinlich ist, daß die Umschmelzungsprodukte wirklich in situ bleiben, was meines Erachtens gar nicht immer zutrifft. In gewissen Reibungsbreccien können wir ja beobachten, daß einzelne, von Quarz oder Kalkspat umgebene Gesteinsfragmente fast gänzlich verändert worden sind, ohne daß der umgebende Zement Variationen zeigt. Zum Beispiel in der pfahlartigen Reibungsbreccie von Sattula, im NW. von Tavastehus in Finnland, sind einige Fragmente von Uralitporphyr so stark ausgelaugt worden, daß nur ihre spukhaften Umrisse von braunen Eisenoxydhydraten angedeutet werden. Der umgebende Quarz kann dabei ebenso rein wie sonst sein und zeigt keinen höheren Gehalt an Epidot usw. als sonst. Beweist das also, daß keine Auslaugung der Fragmente hier stattgefunden hat, obgleich man den allmählichen Übergang zwischen wohl erhaltenen und immer mehr veränderten Gesteinsbrocken verfolgen kann? Nein, es zeigt nur, daß die Auslaugungsprodukte weiter gewandert sind. Warum könnte dasselbe nicht in einer von granitischem Magma oder »granitischen Säften« durchdrungenen Gesteinsmasse geschehen? Oder ist jenes heiße Magma oder sind jene Säfte weniger reaktionsfähig, weniger beweglich als die vadosen Wässer, welche eine Reibungsbreccie ausgelaugt und verkittet haben?

Auch wenn die einzelnen Mineralien in einem Magmagestein resorbiert werden, findet man ja keineswegs immer die Lösungspro-

[1]) Discussion sur la géologie des systèmes précambriens. Compte rendu XI. Congrès Géol. Intern. Stockholm 1910. S. 736.

dukte kranzartig in ihrer nächsten Nachbarschaft. Dies ist auch nicht in dem in Fig. 4 abgebildeten Gestein der Fall, und doch beweisen schon die Formen der Einschlüsse, daß eine Resorption stattgefunden hat.

Übrigens haben die aplitischen Adern und Gänge, welche die basischen Gesteine an der finnischen Südküste durchweben, oft eine eigentümliche Zusammensetzung, indem Plagioklas den Kalifeldspat ersetzt, und sogar Pyroxen in ihnen vorkommen kann. Offenbar hat das Nebengestein auf ihre Zusammensetzung influiert.

Es ist weiter bemerkenswert, daß um die teilweise resorbierten basischen Einschlüsse sowohl in den Rapakiwigesteinen (z. T. bei Simola in der Provinz Wiborg) als auch in den sehr alten, präbottnischen Graniten von Pellinge und Perno das Gestein eine quarzdioritische Beschaffenheit mit bis in die Einzelheiten entsprechenden Strukturzügen annimmt. Besonders das Studium der halbanatektischen, d. h. nicht vollständig in Schmelzung geratenen Migmatite gibt uns auch viel Aufklärung über die Einzelheiten des Vorganges der Anatexe, die zu verfolgen aber uns hier zu weit führen würde.

Gerade die chemischen Gesetze von eutektischen Lösungen usw., an deren Formulierung Vogt selbst so großes Verdienst hat, kommen, wie sowohl von Termier wie auch von mir schon mehrmals hervorgehobenen wurde, hier in Anwendung. Das jüngere Magma wirkt als ein Lösungsmittel auf die älteren Gesteine. Einige widerstehen besser als andere seinem Angriff. Selbst strebt es einer eutektischen Beschaffenheit zu. Einige Gemengteile, die seiner Zusammensetzung gleichsam fremd sind, werden dabei durch Differentiation entfernt oder durch zirkulierende Lösungen fortgeführt.

Noch ist man weit davon entfernt, die Gesetze der chemischen Prozesse in großen Tiefen so genau zu kennen, daß man sagen könnte, daß dieses oder jenes unmöglich sei. Die Fragestellung hat erst bei Beobachtungen im Felde zu geschehen, ehe es gut möglich ist, die Sache durch chemische Analysen mit Erfolg anzugreifen.

In dem schon erwähnten anatektisch umgewandelten Konglomeratschiefer von Perno besitzt die gangartig, also pseudoeruptiv auftretende Varietät trotz der gänzlich veränderten Mikrostruktur noch fast vollständig dieselbe chemische Beschaffenheit wie das in der Nähe auftretende Gestein mit erhaltener Konglomeratstruktur.

Was nun endlich die Frage nach dem Verhältnis zwischen der Dynamometamorphosenlehre und den verschiedenen Injektionstheorien betrifft, so sehe ich, obgleich meine Ansichten sonst in den meisten Fällen mit denjenigen Termiers übereinstimmen, die ja als ziemlich radikal gelten, keinen unversöhnlichen Widerspruch zwischen diesen verschiedenen geologischen Doktrinen, wenn man nur der Regel suum cuique folgt.

Mag es jetzt auch immer allgemeiner anerkannt werden, daß der Druck allein keine Metamorphose hervorzubringen vermag, sondern daß dazu auch Wasser oder andere Mineralisatoren und, in vielen Fällen, erhöhte Temperatur nötig sind: Die Bedeutung der Lehre von einer Metamorphose, die mit Dislokationen verbunden war, ist ja doch nicht von der Auffassung bezüglich dieses Spezialpunktes abhängig. War ja doch diese Lehre unstreitig die erste Arbeitstheorie, welche das erfolgreiche petrographische Studium der metamorphosierten Gesteine ermöglichte. Und wer kann wohl die Bedeutung der Dislokationen, sowohl durch die Zertrümmerung der Gesteinsmassen als auch dadurch, daß sie diese in größere Teufen versenkten, nach alledem bestreiten, was wir jetzt darüber wissen? Man möge nur an die schlagenden Beispiele denken, welche das Präcambrium des Nordens aufweist, wo die horizontal liegenden jotnischen Formationen durchaus primäre Züge zeigen, während dagegen die in schwachen Falten zusammengeschobenen, aber nicht granitdurchwobenen jatulischen Formationen stets metamorphosiert sind, so daß z. B. alle darin eingeschalteten Diabase jetzt fast durchweg uralitisiert sind. Ebenso sind die präcambrischen Granite im großen ganzen fast in demselben Maße metamorphosiert, wie sie mechanisch zertrümmert worden sind. Es ist also bequem, ein Wort zu besitzen, welches zugleich angibt, daß sie gepreßt und metamorphosiert worden sind, da beide Umstände so offenbar im Zusammenhang miteinander stehen. Die Frage, welches Wort am passendsten ist, sehe ich freilich noch immer als offen an.

Meiner Ansicht nach muß nun die Lehre von dem Dislokationsmetamorphismus ein notwendiges Komplement in der Lehre von einer regionalen Zerschmelzung (Anatexe) in größeren Tiefen besitzen.

In jedem Falle bin ich davon überzeugt, daß in allen mir bekannten Fällen die Parallelstruktur der gneisartigen Gesteine auf eine der folgenden Weisen entstanden ist: entweder ist sie als Druckschieferung oder als Schichtung oder auch als bei der Anatexe erhalten gebliebene Reste dieser oder endlich als durch fluidale Bewegungen entstanden aufzufassen. An einer Parallelorientierung durch die Einwirkung des Druckes auf Gesteine in halbfestem Zustande glaube ich nicht. Für die Fälle, die ich früher (und zwar schon im Jahre 1893, also vor dem Erscheinen der späteren Theorien ähnlicher Art) auf diese Weise erklären wollte, möchte ich jetzt die oben angeführten Deutungen anwenden. An zahlreichen Stellen habe ich dagegen beobachtet, daß Glimmerstreifen, die bei der ptygmatischen Faltung, die meiner Ansicht nach z. T. auf halbfestes Material wirkte, in den verschiedensten Richtungen orientiert wurden, nicht durch den Druck später parallel gestellt wurden. Da so viele auch von denjenigen Petrographen, welche früher der Weinschenkschen Piëzometamorphosenlehre schroff gegenüberstanden, sie jetzt ohne

bestimmten Widerspruch anführen, würde es mich interessieren, die petrographischen Beispiele kennen zu lernen, für welche diese Erklärung als die einzig mögliche erscheint.

Schließlich möchte ich noch hervorheben, daß die migmatitischen Gesteine und überhaupt das ganze granitdurchwobene Grundgebirge bei näherem Studium eine Mannigfaltigkeit zeigt, welche auch nach mehrjährigem Studium ganz überraschend wirkt. In demjenigen Gebiet der finnischen Schären, das ich jetzt studiere, kommen wenigstens fünf Granitisationstypen von ganz verschiedenem Alter und, trotz der vielen Analogien, auch sehr verschiedenem Auftreten vor. Und wenn ich mich zu den postkalewischen Graniten des östlichen und nördlichen Finnlands oder zu den Graniten von Smaland in Schweden wende, so finde ich wieder ganz andersartige Erscheinungen. Nirgendswo ist es deswegen gefährlicher als hier, die Schlußfolgerungen zu weit, besonders in negativem Sinne, zu verallgemeinern.

Wenn Barrois bei der Diskussion auf der Schärenfahrt in Schweden bemerkte, daß Feldstudien in gefalteten Regionen, wo wir das Alter der Gesteine kennen, die beste Methode für das Studium der entsprechenden archäischen Formationen liefern, so möchte ich diesem Ausspruch beistimmen, wenn damit gesagt werden soll, daß die Arbeit im aktualistischen Sinn betrieben werden muß, und also die älteren Gesteine mit den jüngeren bekannter Herkunft verglichen werden sollen. Jedoch meine ich, daß ebenso wie im Archäicum sedimentäre Gesteine wie Konglomerate, geschichtete Tone usw. vorkommen, welche die primären Züge fast ebenso gut wie irgend welche tertiäre Ablagerungen zeigen, so gilt es auch, und in noch höherem Grade, von den Granitisationserscheinungen des Archäicums, daß sie ebenso klar und unzweideutig wie in irgend welchen anderen Formationen sein können. Das, was wir in Schweden gelegentlich des Kongresses sahen, kann in dieser Beziehung nicht eigentlich als typisch betrachtet werden.

Vor allem ist die eben hervorgehobene Mannigfaltigkeit dieser Erscheinungen im Archäicum eine viel größere als anderswo, und einige Typen, welche den tiefsten der durch die Erdrinde aufgeschlossenen Regionen der Erdkruste angehören, dürften nur hier vorkommen. Jedenfalls ist das Urgebirge das Studienfeld par préférence für die migmatitischen Gesteine.

II. Besprechungen.

Paläogeographische Karten und die gegen sie zu erhebenden Einwände.

Von **E. Dacqué** (München).

(Mit 1 Textfigur.)

Literatur.

1. Arldt, Th. Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt. Ein Beitrag zur vergleichenden Erdgeschichte. Leipzig 1907. (730 S. u. 19 Karten.)
2. — Paläogeographie und Seismologie. Hettners Geogr. Zeitschr. Jahrg. 15. 1909. S. 674—684.
3. — Die Größe der alten Kontinente. N. Jahrb. f. Min. usw. 1907. I. S. 32 bis 44. (M. Karte.)
4. — Methoden und Bedeutung der Paläogeographie. Petermanns Geogr. Mitteilungen. 1910. II. S. 229—233.
5. — Paläogeographische Fragen. Geolog. Rundschau Bd. III. Heft 2. 1912. S. 93—141. (Mit Karte.)
6. Boué, A. Einiges zur paläogeologischen Geographie. Sitzber. math.-nat. Kl. K. K. Akad. Wiss. Wien 1875. Bd. 71. 1. Abt. S. 305—425.

6a. Bruder, G. Neue Beiträge zur Kenntnis der Juraablagerungen im nördlichen Böhmen. II. Sitzungsber. K. Akad. Wiss. I. Abt. Wien 1886. Rd. 43. S. 193.

7. Burckhardt, C. Traces géologiques d'un ancient continent pacifique. Revista Museo de la Plata. Bd. X. 1900. S. 177. Das dabei befindliche Kärtchen reproduziert in: Palaeontographica Bd. 50. 1903/04 und in der Geolog. Rundschau Bd. II. 1911. S. 496.
8. Canu, F. Essai de Paléogéographie. Réstauration des contours des Mers anciennes en France et dans les pays voisins. Paris 1895. (Text u. Atlas.)
9. Chamberlin, Th. C., and Salisbury, R. D. Geology. New York 1906. Bd. II. III. Earth history.
10. Clarke, J. M. Early devonic history of New York and Eastern North America. Mem. 9. New York State Mus. 1908. S. 8, 9.
11. Crivelli, B. Skizzi geologici dell' Italia. Milano 1853. (Teste A. Boué l. c.)

11a. Collot, M. Description du terrain crétacé dans une partie de la Basse Provence. 2. Part. Bull. Soc. géol. France. 3. sér. Vol. 19. 1890—91. S. 86.

12. Dacqué, E. Der Jura in der Umgebung des lemurischen Kontinentes. Geolog. Rundschau Bd. I. 1910. S. 148—168.
13. — Die Stratigraphie des marinen Jura an den Rändern des Pazifischen Ozeans. Ibid. Bd. II. 1911. S. 464—498.
14. Dacqué, E. und Krenkel, E. Jura und Kreide in Ostafrika. Beilagebd. 28 z. N. Jahrb. f. Min. usw. 1909. S. 185 u. 220.

14a. Dana, J. Manual of Geology. New York, London etc. 1863. 4. Aufl. 1896.

15. Dawkins, W. B. Die Höhlen und die Ureinwohner Europas. Aus d. Engl. übersetzt von J. W. Spengel, mit Vorwort v. O. Fraas, Leipzig u. Heidelberg 1876. S. 303.
16. Eckardt, W. R. Das Klimaproblem der geologischen Vergangenheit und historischen Gegenwart. Braunschweig 1909. (Tafel bei S. 56.)
17. Etheridge, R. Anniversary Address of the President. Quart. Journ. geol. Soc. London. Vol. 37. 1881. S. 228.
18. Fabre, G. Le Permien dans l'Aveyron, la Lozère, le Gard et l'Ardèche. Bull. Soc. géol. France. 3. sér. Bd. 18. 1889/90. S. 25.
19. Frech, F. Lethaea palaeozoica. Stuttgart 1897—1902.
20. Goodwin-Austen, R. On the possible extension of the coal measures beneath the southeastern part of England. Quart. Journ. geol. Soc. London. Bd. 12. 1856. S. 38 ff. (M. Karte.)
21. — On the kainozoic formations of Belgium. Ibid. Bd. 22. 1866. S. 228 ff. (Karte S. 240.)
22. Grabau, A. W. Physical and faunal evolution of North America, during Ordovicie, Siluric and early Devonic time. Journ. of Geology. Vol. 17. 1909. S. 209—252. (M. 4 pal. Textkarten.)
23. Habenicht, H. Grundriß einer exakten Schöpfungsgeschichte. Wien, Pest, Leipzig 1896. (M. Karten.)
24. Haug, E. Traité de géologie. Paris 1907—1911. Vol. II. Les périodes géologiques.
24a. Heer, O. Die Urwelt der Schweiz. Zürich 1865. 1. Aufl.
25. Hull, Palaeo-geological and -geographical maps of the British Islands. Sci. Transact. Roy. Dublin Soc. Bd. I. 1882.
25a. — Contributions to the Physical history of the British Isles. London 1882.
26. Ihering, H. v. Archhelenis und Archinotis. Gesammelte Beiträge zur Geschichte der neotropischen Region. Leipzig 1908. (350 S. u. 1 Karte.)
27. — Die Umwandlung des amerikanischen Kontinentes während der Tertiärzeit. Beilagebd. 32 z. N. Jahrb. f. Min. usw. 1908. S. 134—176. Taf. V.
28. Jukes-Browne, A. J. The building of British Isles. A study on geographical evolution. London 1888. 2. Aufl. London 1892.
29. Karpinsky, A. (Nur russischer Titel u. Text.) Bull. Acad. Imp. Sciences. St. Pétersbourg. 5. sér. Bd. I. 1895. S. 1—19.
30. Koken, E. Die Vorwelt und ihre Entwicklungsgeschichte. Leipzig 1893.
31. — Indisches Perm und permische Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw. Festband. Stuttgart 1907. S. 446—546. (M. Karte.)
32. — Nachträge hierzu. Zentralbl. f. Min. usw. Bd. 9. 1908. S. 449—461.
33. Kossmat, F. Paläogeographie. Geologische Geschichte der Meere und Festländer. Leipzig 1908. (Samml. Göschen.)
34. Kraemer, H. Der Mensch und die Erde (ohne Jahreszahl; ca. 1905). Bd. I. Abschnitt 2 von P. Matschie. S. 79 ff. (M. Karten.)
35. Kreichgauer, D. Die Äquatorfrage in der Geologie. Steyl 1902.
36. Lapparent, A. de. Leçons de Géographie physique. Paris 1896. 3. Aufl. Paris 1907.
37. — Traité de Géologie. 1. Aufl. Paris 1885; 3. Aufl. 1893; 4. Aufl. 1900; 5. Aufl. 1906.
38. Lemoine, P. Études géologiques sur le Nord de Madagaskar. Paris 1906. S. 465 u. 466.
38a, Loewe, H. Die nordischen Devongeschiebe Deutschlands. Beil.-Bd. 35 z. N. Jahrb. f. Min. etc. 1913. S. 114 u. 115.
39. Logan, W. N. A northamerican epicontinental Sea of jurassic age. Journ. of Geol. 1900. Bd. 8. S. 241.
39a. Lyell, Ch. Geologische Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner (deutsch v. Cotta). Berlin 1857. S. 272, 353.

39b. Maillard, G. Invertebrés du Purbeckien du Jura. Mém. Soc. paléont. Suisse. Vol. XI. 1884. (M. Tafel.)
39c. Marcou, J. Lettres sur les roches du Jura et leur distribution géographique dans les deux hémisphaeres. Paris 1857—1860 (Taf. I u. II.)
40. Neumayr, M. Über klimatische Zonen während der Jura- und Kreidezeit. Denkschr. math.-naturw. Cl. K. K. Akad. Wiss. Wien. Bd. 47. 1883. S. 227 bis 310. (M. Karte.)
41. — Die geographische Verbreitung der Juraformation. Ibid. Bd. 50. 1885. S. 57—142. (M. Karte.)
42. — Erdgeschichte. Leipzig u. Wien. 1895. 2. Aufl. S. 263.
43. Ortmann, A. E. Tertiary invertebrates. Rep. Princeton University Exped. Patagonia. 1896—1899. Vol. 4. 1902.
44. — The geographical distribution of freshwater Decapods and its bearing upon ancient geography. Proceed. Americ. Philos. Soc. Bd. 41. 1902. S. 250. (M. Karten.)
45. Osborn, H. F. The law of adaptive radiation. Americ. Naturalist. Vol. 36. 1902. S. 358. (M. Karte.)
46. — The age of Mammals in Europa, Asia, North America. New York 1910.
47. Penck, A. Das deutsche Reich. Wien, Prag, Leipzig 1887. S. 110 ff.
47a. Pompeckj, J. F. Über Aucellen- und aucellenähnliche Formen. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilbd. XIV. 1901. S. 319—368. (M. Taf. XVII.)
47b. — Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. Geognost. Jahreshefte. Jahrg. 14. München 1901. S. 139—220.
47c. — Paläontologische und stratigraphische Notizen aus Anatolien. I. Der Lias am Kessik-tash, W. von Angora etc. Ztschr. deutsch. geol. Ges. Bd. 49. 1897. S. 713. (M. Karte u. Taf.)
48. Schott, G. Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg 1912. S. 64 u. 65.
49. Scott. An Introduction to Geology. 1907. (Teste Schuchert [54] S. 436.)
49a. Scupin, H. Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. Paläontographica Suppl. VI. 1. 1913. S. 65.
50. Semper, M. Das paläothermale Problem, speziell die klimatischen Verhältnisse des Eocäns in Europa und im Polargebiet. Inaug.-Dissert. München 1896.
51. — Die Grundlagen paläogeographischer Untersuchungen. Zentralbl. f. Min. usw. Bd. 9. 1908. S. 434—445.
52. Schuchert, Ch. On the faunal provinces of the middle Devonic of North America etc. Americ. Geologist. Vol. 32. 1903. S. 137—162. Taf. XX, XXI.
53. — in Eastmann, Ann. Rep. Geol. Survey Jowa. Bd. 18. 1908.
54. — Paleogeography of North America. Bull. geol. Soc. America. Vol. 20. 1910. S. 427—606. Taf. 46—101.
54a. Simroth, H. Die Pendulationstheorie. Leipzig 1907. S. 17.
54b. Speyer, C. Die Korallen des Kelheimer Jura. Paläontographica. Bd. 59. 1912 (1913). S. 193ff. Taf. 25.
55. Stromer von Reichenbach, E. Lehrbuch der Paläozoologie. I. Leipzig. (Karte zw. S. 42 u. 43).
56. Toula, F. Das Wandern und Schwanken der Meere. Vorträge d. Ver. z. Verbreitg. naturw. Kenntnisse in Wien. Jahrg. 48. Heft 11. 1908. (M. 12 Karten.)
57. Uhlig, V. Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitt. Wiener geol. Ges. Bd. III. 1911. S. 329. (M. Karte.)
58. Ulrich, E. O., and Schuchert, Ch. Paleozoic Seas and Barriers in Eastern North America. Rep. State Paleontologist New York State Mus. 1901. S. 633—663.

58a. Vasseur, G. Recherches géologiques sur les terrains de la France occidentale. (Taf. 9.) I. Partie: Bretagne. Paris 1881.
59. Veatch, A. C. Geology and underground water resources of North Louisiana and Southern Arkansas. Profess. Paper No. 46. U. S. geol. Survey. 1906. S. 18/19.
60. Walcott, A. The Cambrian. Bull. U. S. geol. Survey No. 81. 1891. Pl. 3.
61. — The North American Continent during the cambrian time. Twelfth Ann. Rep. U. S. geol. Survey. 1891. Taf. 43.
62. — Address on geological time etc. Proceed. Americ. Assoc. Advanc. Science. Vol. 42. 1893. S. 129—169. (M. Karte.) Dasselbe in: Journ. of Geol. Bd. I. 1883. S. 655.
63. Ward, Cl. The development of land. Geological Magazine. Vol. 8. 1871. S. 11.
64. Weller, St. The silurian fauna interpreted on the epicontinental basis. Journ. of Geol. Bd. 6. 1898. S. 692—703.
65. White, D. Permocarboniferous climatic changes in South America. Journ. of Geol. Bd. XV. 1907. S. 619.
66. Williams, H. S. On the southern devonian formations. Americ. Journ. Science. Ser. 4. Vol. 3. 1896. S. 393—474.
67. Willis, B. Paleogeographic maps of North America. Journ. of Geol. Bd. XVII. 1909. S. 203—600. (M. vielen Karten.)
68. Willis, B. and Salisbury, R. D. Outlines of geologic history with especial reference to North America. Chicago 1910.
69. Wood, S. V. On the events which produced and terminated the Purbeck and Wealden deposits etc. Philos. Magaz. and Journ. of Science. Vol. 25. S. 268—289. (Taf. V.)

I. Die bisherigen paläogeographischen Karten[1].

Man kann die Paläogeographie vergleichen mit einem Feuer, das lange Zeit unter einer Decke glimmt und erst spät hervorbricht. Schon vor Mitte des 19. Jahrhunderts werden Versuche in paläogeographischer Richtung durch Entwürfe von Karten und Kärtchen gemacht, aber zur Herausbildung einer um ihrer selbst willen getriebenen Paläogeographie ist es erst neuerdings gekommen.

Einen gewissen eigenartigen Typ paläogeographischer Forschung, der in seiner Monumentalität noch unerreicht dasteht, bilden verschiedene Kapitel des vierbändigen »Antlitz der Erde« von Eduard Suess. Seine Methode besteht in einer genialen Kombinierung geologisch-tektonischer, stratigraphischer, tiergeographischer und rein rezent-geographischer Befunde. Wenn auch der Schwerpunkt von Suess' Forschung in erster Linie in tektonischen Fragen liegt, so sind einzelne Abschnitte, wie Kapitel 5—7 im II. Band oder 6 im I. Band doch anerkannte Meisterwerke paläogeographischer Arbeitsleistung.

Es wäre interessant zu wissen, wie weit die Geistesrichtung A. Boués, d. h. das, was Boué wollte, aber nicht konnte, auf die Konzipierung

[1]) Eine einigermaßen ausgedehnte Aufzählung fand sich nur in Schucherts »Paleogeography of North America« (54). Für einzelne Hinweise bin ich den Herren Prof. Stromer von Reichenbach und Dr. F. F. Hahn in München zu Dank verpflichtet; ich wäre es auch gegenüber Fachgenossen, welche etwa übersehene Literatur mir mitteilen wollten.

des Werkes von Suess bewußt oder unbewußt da und dort eingewirkt hat. Beide Forschungen sind insofern verwandt, als sie die geologischen Tatsachen zu einem einheitlichen Bild des Aufbaues und der Geschichte der Erde zu verarbeiten strebten; aber wie verschieden ist der Untergrund, auf dem beide ihr Gebäude errichten!

Boué (6) veröffentlichte 1875 eine Studie über die »paläogeologische Geographie«, worin er die Prinzipien einer Paläogeographie »der Ozeane, Kontinente, Meeresküsten, Inlandseen und Landkonfigurationen« entwickelt. Ihm schwebt jedoch der Nachweis mathematisch faßbarer Gesetzmäßigkeiten im Verlauf und in der Änderung der Land- und Gebirgsverteilungen als Ziel vor, bzw. es ist die stillschweigend vorausgesetzte heuristische Hypothese, von der sein Forschen Ansporn und Richtung empfängt.

Es sind die zwei konträren wissenschaftlichen Denkweisen überhaupt, die sich in Suess und Boué verkörpert finden. Jener tritt als Fragender an das ihm so reichlich zur Verfügung stehende Wissen seiner Zeit heran und läßt sich Antwort auf Antwort geben. Dieser hat einen bestimmten Wissensgrundsatz mitgebracht und holt aus dem Schatz der aufgehäuften Daten heraus, was seinem zuvor konzipierten Grundsatz neue Festigkeit und vor den Augen des wissenschaftlichen Publikums Anerkennung verschaffen kann. Boués Arbeit enthält Sätze, wie sie nur ein Hellseher über die physische Natur des Planeten in früheren Erdzeitaltern auszusprechen wagen würde. Er beruft sich vielfach auf Namen, bzw. Abhandlungen, deren Stärke in der spekulativen Konstruktion, ja in der reinen Mutmaßung vorweltlicher Erdzustände liegt und nicht so sehr in der Beibringung kleiner und kleinster exakter Tatsachen zur Geographie der Vorwelt. Er glaubt z. B. an das »periodische Gemisch der Schutt- und Kalksteinformationen überhaupt«. Daß »dieses regelmäßig-periodisch Abwechselnde« aber doch auf der ganzen Erde nicht da ist, daß anstatt Kalkstein so und so oft Sandstein auftritt, liegt daran, daß diese Periodizität gestört ist, und daraus muß man den Schluß ziehen, daß zu der Hauptursache der Hervorbringung des Periodischen sich noch eine Ursache gesellte, welche tellurisch ist, während die Periodizität des Ablagerungswechsels an der kosmischen Stellung der Erde zur Sonne liegt, wie anderswo auseinandergesetzt ist.

Gewiß ist es nicht nur berechtigt, sondern unbedingt notwendig, zu versuchen, allgemeine Gesetze im Verlauf der Erscheinungen zu finden. Sicher ist es ja auch, daß bei der Vielgestaltigkeit und vielfachen Bedingtheit der geologischen Vorgänge solche Gesetzmäßigkeiten nie rein und unverwischt in Erscheinung treten können, darum aber noch lange nicht an und für sich irrig zu sein brauchen, auch wenn sich ihnen einzelne Tatsachenkomplexe nicht fügen. Aber — und das ist der Unterschied zu dem zitierten Boué — solche Schemata müssen sich unmittelbar auf Tatsachen gründen und dürfen nicht selbst wieder deduktiv aus irgend einem allgemeinen Satz abgeleitet werden.

Bei Suess glaubt man, diese Tatsachen selbst sprechen zu hören, und seine Grundlagen und Kronzeugen sind nicht in erster Linie Autoren, die etwas meinten, sondern Werke und Abhandlungen, die Positives brachten. Er schildert z. B. den Verlauf der Gebirgszüge Südafrikas und Indiens, stellt die Tiefenverhältnisse des Indischen Ozeans fest, registriert den Charakter und die Lagerungsverhältnisse der paläozoischen und mesozoischen Schichten beider Länder, bringt die Resultate der modernen Tiergeographie hinzu und vereinigt deren Licht in dem einen Brennpunkt: Ausdehnung und Zerfall des Gondwanalandes.

Wir sehen aber hier in unserer mehr statistischen Aufzählung von Arbeiten und Werken, wie die von Suess und Boué, ab und beschränken uns auf Mitteilung der Literatur, in welcher wir paläogeographische Rekonstruktionen finden. Wir sehen auch ab von der Masse gar nicht vollständig zu registrierender paläogeographischer Einzelbemerkungen und Erörterungen, die sich in gewöhnlichen stratigraphischen, paläontologischen und tiergeographischen Spezialarbeiten finden; ferner tunlichst von der Aufzählung solcher Karten, wie etwa Burckhardts (7) Skizze der südpazifischen Landküste in Südamerika oder Dacqué-Krenkels (14) Skizze der Verbreitung des Jura und der Kreide in Ostafrika, oder der von Maillard über das Purbeck im Schweizer Jura (39b) oder einiger Skizzen von Charles Lyell (39a), welche mehr die Verbreitung der Sedimente einer Formation, weniger die auch noch auf anderen Überlegungen beruhende Verbreitung von Land und Meer selbst bedeuten, trotzdem aber paläogeographisch von größtem Wert sind. Endlich werden nicht aufgezählt: Kartenskizzen mit der Verbreitung gewisser Tier- oder Pflanzenarten. Unter diesen Karten muß man zweierlei Arten unterscheiden: einmal solche, die auf einer nur die jetzige Erdoberfläche wiedergebenden Projektion die Vorkommen der betr. fossilen Organismen eintragen. Hierher gehören Skizzen wie die von White (65) zur Veranschaulichung der Verteilung der Gangamopterisflora auf der Südhalbkugel zu jungpaläozoischer Zeit, oder die Aucellenverbreitungskarte von Pompeckj (47a), oder die vom Verfasser zur Veranschaulichung der Verbreitung tertiärer Schildkrötengattungen entworfenen (Pal.-Geol. Abh. Bd. 14, 1912), oder die in Osborns (46) »Age of Mammals« gegebenen Verbreitungskarten. Die andere Art, die wir unterscheiden, sind Karten, welche eine paläogeographische Verteilung von Land und Meer in mehreren aufeinanderfolgenden Zeitstufen auf ein einziges Blatt projizieren und in die so konstruierten Meer- und Landflächen die Verbreitung bestimmter Gattungen eines größeren geologischen Zeitraumes eintragen. Nach diesem Prinzip ist Stromer von Reichenbachs (55) Karte der Nummulitenverbreitung im Eocän und Speyers Verbreitungskarte der Jurakorallen (54b) entworfen. Auch Publikationen, welche spezielle paläogeographische Probleme, wie die Permanenz der Tiefsee und Kontinente, die Polverlegungen,

die Eiszeiten usf. behandeln, werden nicht angeführt. Auch die Darstellungen der Verbreitung des diluvialen Eises sind in diesem Aufsatze nicht mitberücksichtigt.

Nach einer im Jahre 1910 von SCHUCHERT vorgenommenen Schätzung beträgt die Zahl der bis dahin publizierten paläogeographischen Karten seit dem Jahre 1863 etwa 150 Stück. Rechnet man die von SCHUCHERT übersehenen hinzu, aber ohne jene der quartären Eiszeit mitzuzählen, so ergibt sich wohl eine Anzahl von ca. 200 Stück.

Der Ausdruck »Paläogeographie« (franz. paléogéographie; engl. paleogeography) soll nach CANU (8) zuerst von LAPPARENT angewendet worden sein. SCHUCHERT dagegen gibt an, daß ihn zum erstenmal ETHERIDGE 1881 in seiner »Presidential address« an die Londoner Geologische Gesellschaft prägte (17). Das ist insofern richtig, als dort das Wort zum erstenmal als zusammenhängendes Substantiv vorkommt; ETHERIDGE spricht nämlich von der »old physical geology and geography (paleogeography) of Britain ...« Doch meint SCHUCHERT (54), daß der Begriff so notwendig aus dem Ausdruck Geographie der Vorwelt, der alten Zeiten hervorgeht, daß er wohl schon früher angewendet worden sein dürfte. Das hat insofern etwas für sich, als ETHERIDGE an der bezeichneten Stelle sich auch in einer Weise ausdrückt, die darauf schließen läßt, daß er ein ihm schon bekanntes, also ev. vom Hörensagen überkommenes Wort gebraucht. Tatsächlich kommt es auch schon nachweislich 6 Jahre früher (1875) bei A. BOUÉ (6) vor, der »paläogeologische Geographie« oder »geologische Paläo-Geographie« schreibt. SCHUCHERT spricht beiläufig auch von »ancient geography« oder »geologic geography«.

Wichtiger als diese rein philologische Frage ist die, wer die erste paläogeographische Karte entworfen hat. CANU gibt auf S. 7 seiner vorhin zitierten Abhandlung an, es sei HÉBERT gewesen, der 1857 eine graphische Rekonstruktion des Lutétien und Stampien versucht habe. Aber weder diese, noch seine angeblich 1869 im Bull. de la Soc. géol. de France publizierte »Restauration du Rhodanien et de l'Aptien« konnte ich auffinden, und zudem hat nach Angaben BOUÉS CRIVELLI (11) schon 1853 Italien zu verschiedenen geologischen Zeiten dargestellt, und nach derselben Quelle lieferte TRIMMER schon 1854 vier »Bilder über den Stand der britischen Inseln zu verschiedenen Zeiten«, während schon 1834 GEMMELLARO der französischen geologischen Gesellschaft zu Straßburg sechs Karten Siziliens vorlegte, welche aufeinander gelegt das Festland dieser Insel in sechs verschiedenen Zeiten darstellten. In der zitierten BOUÉschen Arbeit findet man noch einige Angaben über ältere paläogeographische Skizzen, die wir hier nicht alle aufzählen wollen. Nur WARD (63), der Italien am Ende der Eozänzeit »figurierte«, und S. WOOD (69), der »eine Karte der ehemaligen Verbindung Englands mit Frankreich zur ‚Wealden- und Purbeckzeit'« gab, seien von ältesten Autoren hier noch erwähnt.

Ferner hatte schon 1856 der Engländer Goodwin-Austen (20) eine Karte des Wechsels der englischen, französischen und deutschen Landkomplexe vom Paläozoicum bis zum Jungtertiär veröffentlicht, und zehn Jahre später (21) folgte von ihm eine genauere Darstellung des nordeuropäischen Cragmeeres. Seine Karten und Erläuterungen gewinnen dadurch einen besonderen Wert, daß er eine genauere Begründung für seine Darstellungen zu geben sucht und nicht schlechthin nach dem stratigraphischen Material seine Land- und Meeresgrenzen konstruiert.

Während jedoch Goodwin-Austens Karte vom Jahre 1856 nur summarische Überblicke über größere Zeiträume enthält, ist J. Dana (14a) der erste Autor, welcher die Umrisse eines speziellen relativ engbegrenzten geologischen Augenblickes publizierte. In der 1. Auflage seines Manual of Geology 1863 finden wir drei Kärtchen (Azoic lands and seas of North America«, S. 136; »North America in the cretaceous period«, S. 489; »North America in the period of the early Tertiary«, S. 530), die auch in der 2. und 3. Auflage von 1874, bzw. 1880 wiederkehren und erst in der 4. Auflage von 1896 um mehrere neue vermehrt erscheinen, die zum Teil auch die Veränderungen innerhalb größerer Zeitenstufen zum Ausdruck bringen.

Auch Oswald Heer gibt 1865 in der 1. Auflage seiner »Urwelt der Schweiz« — in der späteren nicht mehr — drei Kärtchen: vom Jura Mitteleuropas (S. 161), von der Kreide (S. 168) und von der Molassezeit; auch bringt er zum erstenmal tiergeographische Verhältnisse zur Darstellung durch eine Skizze der Korallenriffverbreitung im Schweizer Jurameer (S. 123).

Im Jahre 1881 publizierte Vasseur (58a) eine kolorierte paläogeographische Karte des Miocänmeeres, und dies ist die erste Skizze, auf der ein allerkürzester geologischer Augenblick (Sables de Fontainebleau) festgehalten wird.

Entschieden die aufsehenerregendste, ihrem Inhalt und ihrer Form nach am meisten durchdachte rein paläogeographische Arbeit liegt in Neumayrs Studien »Über klimatische Zonen während der Jura- und Kreidezeit« (40) und über »Die geographische Verbreitung der Juraformation« (41) vor. Sein Vorläufer hierin war Marcou (39c), der eine tiergeographische und geographische Jura-Erdkarte zwanzig Jahre vor Neumayr publizierte. Wenn für die Juraformation das seit 25 Jahren erreicht ist, was für jede andere Erdperiode vorerst noch ein erstrebenswertes Ziel bleibt, nämlich die paläogeographische, paläoklimatologische und paläotiergeographische Durchdringung des stratigraphischen und paläontologischen Stoffes, so verdanken wir dies wohl einzig und allein dem Anstoß jener Neumayrschen Abhandlungen, welche eine angeregte Diskussion gezeitigt haben, deren letzte reife Frucht uns in der Arbeit von V. Uhlig (57) über »Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide« vor kurzem noch bescheert worden ist. Abgesehen von den

konkreten Resultaten, die Neumayrs Werk direkt sowohl, wie indirekt durch Anregung anderer Forscher (6a, 47a—c) uns verschafft hat, besteht sein Hauptverdienst darin, daß er zum erstenmal bewußt und erfolgreich gezeigt hat, daß Paläogeographie nicht nur Rekonstruktion vorweltlicher Land- und Meeresgrenzen, sondern auch Tiergeographie, Klimatologie und Biologie bedeutet. Zudem ist Marcous und seine Skizze die erste paläogeographische Weltkarte gewesen.

Wie so oft in der Wissenschaft eine einmal anerkannte Autorität auch dann noch fortwirkt und den Entwicklungsgang beeinflußt oder hemmt, wenn ihre seinerzeit einen großen Fortschritt bedeutenden Resultate und Gedankengänge längst veraltet oder gar widerlegt sind, so sehen wir auch Neumayrs Karte der Jurazeit mit fast stereotyper Sicherheit bis zum heutigen Tag in Werken allgemeineren Inhalts wiederkehren (42, 16), obwohl in der Spezialliteratur längst wesentliche Modifikationen an jener Karte angebracht worden sind, und obwohl richtigere neue Entwürfe an allgemein zugänglichen Stellen vorliegen.

Es ist auffallend — auffallend gerade im Hinblick auf Neumayr — daß zwar eine sehr große Zahl von paläogeographischen Übersichtskarten und Detailskizzen schon seit den fünfziger Jahren des 19. Jahrhunderts in der Literatur vorhanden ist, daß aber nur ganz vereinzelt der Versuch gemacht wurde, inhaltlich und methodologisch den Begriff Paläogeographie zu definieren und im Zusammenhang die Methoden darzustellen, nach denen dieser Wissenszweig arbeiten kann und muß. Auch hat niemand — wenigstens nicht im Zusammenhang — auf die der paläogeographischen Forschung und Darstellung im Wege stehenden prinzipiellen Schwierigkeiten hingewiesen; nur gelegentlich wird einmal da oder dort ein absprechendes Urteil über die vielen Versuche einer kartographischen Rekonstruktion der vorweltlichen Länder und Meere gefällt.

Eigentlich erst Lapparent (36) in seinen »Leçons de Géographie physique«, Schuchert (54) in seiner Paläogeographie von Nordamerika, sowie in Deutschland vor allem Th. Arlt bemühen sich, Letzterer teils in seinem besonders nach der tiergeographischen Seite hin groß angelegten Hauptwerk (1) über die Geschichte der Kontinente, teils gelegentlich in kleineren Aufsätzen (2—5) systematisch die Methoden der Paläogeographie darzulegen — ein Vorzug, welcher dem kleinen 1908 erschienenen prächtigen Werkchen von Kossmat (33) leider völlig abgeht, das dafür aber eine vorzügliche Übersicht über die wichtigsten Züge in der Verteilung von Wasser und Land zur Silur-, Devon-, Carbon-, Trias-, Kreide- und Tertiärzeit bietet und durch entsprechende Schraffuren, bzw. Punktierungen auch die Hauptveränderungen innerhalb dieser größeren Zeiträume zur Anschauung bringt. Es sind aber, wie gesagt, nur Übersichtskarten, in denen die vielen wechselnden Verhältnisse eines Zeitalters zusammengedrängt erscheinen.

Ganz anders Lapparent (37) in seinem »Traité de Géologie«, wo für jede einzelne Stufe unter gleichzeitiger minutiösester Aufzählung von

deren Verbreitungsgebieten detaillierte Karten sowohl für Frankreich, wie für Europa und für die ganze Erde mitgeteilt werden. In der 1. Auflage von 1885 finden wir nur eine Rekonstruktion des zentralfranzösischen Carbon, in der 3. von 1893 kommt die diluviale Eisausdehnung in Europa hinzu, und in der 4. 1900 und 5. 1906 wird eine Fülle spezieller und Weltkarten aus allen größeren Zeitaltern und den meisten Unterabteilungen derselben mitgeteilt — alle auf eigenen bis ins Detail gehenden stratigraphischen Studien basiert und mit einer Präzision und Übersichtlichkeit gezeichnet, die von keiner anderen paläogeographischen Darstellungsweise bisher übertroffen worden ist. Lapparents Karten bedeuten daher sowohl formal wie ihrer inneren Solidität nach den Höhepunkt paläogeographischer Darstellungsweise, zumal er die Meere nicht überall durchzieht, sondern nur dort durch Schraffuren angibt, wo sie nachgewiesen sind: er erreicht damit, daß der Beschauer auf den ersten Blick das Subjektive vom objektiv Gegebenen in dem Kartenbild zu trennen weiß.

Wohl die minutiöseste Ausarbeitung paläogeographischer Spezialkarten unter den Vorgängern Lapparents bietet der bekannte »Essai« von Canu[1]) (8), der in seinem Atlas nicht weniger als 56 Karten Frankreichs mitteilt. Da der Maßstab groß ist, hat er die Möglichkeit, auch wichtige oder interessante Fossilvorkommen mit Gattungs- und Artbezeichnungen einzutragen, so daß man nicht nur den Verlauf der Land- und Meeresgrenzen aus seinen Karten ersieht, sondern auch ein ziemlich anschauliches Bild der wichtigeren Elemente des Tier- und Pflanzenlebens erhält. Canu macht, wenn auch in ungleich primitiverer und unzureichender Weise als die vorhin genannten Forscher, den Versuch, einiges über die Methoden der Paläogeographie zu sagen. Er erkennt offenbar ganz richtig, daß eine paläogeographische Karte streng genommen nur eine Momentphotographie der jeweiligen Erdoberfläche in einer stratigraphisch bestimmten Zeitphase sein kann, und er sucht festzustellen, welche Momente sich in jeder Stufe festlegen lassen. Er schwört auf Mayer-Eymars Phasentheorie, wonach jede Stufe in zwei (eine trans- und regressive) marine Unterstufen als kleinste geologisch brauchbare Zeiteinheiten zerfallen. In Kapitel IV und V gibt er im Lapidarstil eine Anzahl von Sätzen (z. B. »Les espèces identiques entre deux bassins voisins annoncent des communications entre eux«; oder »Quand une mer envahit un continent, elle submerge les terres basses et remplis les dépressions. D'après les contours de cette mer la restauration topographique de l'époque précédente est partiellement possible etc. . . .«), nach denen er wohl bei seinen mit geradezu bienenhaftem Fleiß entworfenen 57 Karten verfahren ist.

Neben solchen älteren Hauptarbeiten und den verschiedenen untergeordneten Skizzen aus der Anfangszeit der paläogeographischen For-

[1]) Bei ihm findet sich auch eine unzuverlässige, aber aus vielen Nummern bestehende Aufzählung paläogeographischer Kartenentwürfe bis zum Jahre 1893.

schung existiert teils gleichzeitig, teils folgend, eine Unmenge vorzüglicher Spezialkarten, teils einzelner Länder und Kontinente, teils der ganzen Erdoberfläche.

Zu den ersteren gehören nach SCHUCHERT (54, S. 433) die von WINCHEL in drei Auflagen seiner »Geological Studies« 1886—1889 entworfenen sechs paläogeographischen Skizzen der nordatlantischen Region. Mit dieser beschäftigte sich auch HULL (25) in einem nach SCHUCHERT (54) 1885 bei der Royal Dublin Society erschienenen und mit drei Karten des nordatlantischen Kontinentes im Archaeicum, Silur und Carbon versehenen Aufsatze.

In dem Werk von JUKES-BROWNE »The building of the British Isles« (28) befinden sich mehrere (15) Karten der geographischen Vergangenheit Englands, und in dem Werke PENCKS »Das Deutsche Reich« (47) finden wir fünf paläogeographische Karten Europas zur Trias-, Jura-, Kreide-, Tertiär- und Eiszeit.

Zwischen 1890 und 1900 erschienen die Übersichtskarten in KOKENS »Vorwelt« (30) und in der Lethaea palaeozoica (19), welche jedoch nur mehr oder minder summarische Überblicke über die Hauptlandkomplexe während mehrerer größerer Perioden geben, und die auch in dem oben zitierten Werk von ARLDT modifiziert wiederkehren. SEMPER (50) gab 1896 mehrere Kartenskizzen der nordhemisphärischen Luftverhältnisse und Meeresströme zur Eocänzeit unter der Annahme einer Polverlegung im 20° E. Greenwich nach Nordamerika zu.

Von den amerikanischen Autoren haben sich in diesem Zeitraum WALCOTT, WELLER und WILLIAMS mit der Rekonstruktion des amerikanischen Kontinentes und seiner Einzelheiten während verschiedener Zeiten beschäftigt. Von dem ersteren (60, 61) existiert eine Karte Nordamerikas zu Beginn der Cambrischen Zeit mit gleichzeitiger Eintragung der Formationsvorkommen; desgl. eine ebensolche des nordamerikanischen Kontinentes am Beginn des Untersilur. In einer der geologischen Zeitrechnung dienenden Arbeit (62) gibt derselbe Autor eine Karte der den nordamerikanischen Kontinent im Lauf der Zeit bedeckenden Hauptmeeresbecken (Cordilleran Sea, Mississippian Sea, Appalachian Sea). Eine auf keinen speziellen Fall bezügliche, aber vom allgemeinen Gesichtspunkt aus interessierende paläogeographische Darstellungsart eines immer mehr denudierten und versinkenden, später wieder mit den inzwischen abgelagerten Sedimenten in neuer Form auftauchenden Kontinentes zeigt WALCOTT (62), ein Verfahren, worin er in nebenstehender Reproduktion schon in COLLOT (11a) einen Vorgänger hat (vgl. die Textfigur).

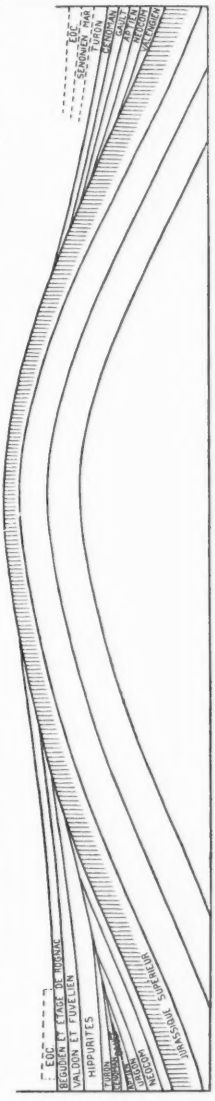
WELLER (64) trägt auf zwei Kärtchen das Vorkommen und die vermutlichen Küstenlinien des nordamerikanischen siluren Epikontinentalmeeres ein, dessen biologische Verhältnisse er untersucht.

Eine sehr anschauliche paläogeographische Studie über das Devonmeer Nordamerikas und seine Facies bietet eine mit einer Karte ver-

sehene Arbeit von Williams (66), der trotz der verschiedenen Facies ein einheitliches Becken annimmt und in vorbildlicher Weise Untersuchungen anstellt, von wo das Sedimentärmaterial in die einzelnen Regionen des Beckens hineingebracht wurde.

Zwischen 1900 und jetzt haben paläogeographische Karten ebenfalls viele amerikanische Autoren publiziert. Logan (39) rekonstruierte ein mittel-oberjurassisches Inlandmeer im Westen von Nordamerika, dem Schuchert den Namen »Logansee« gegeben hat (vgl. auch 13, S. 472). Veatch (59) publizierte vier Spezialkärtchen der Unter- und Oberkreide, der Kreide-Tertiärgrenze und der Oligocänzeit der südlichen Verein. Staaten, Berkey (54, S. 436) zwei aus dem Untersilurischen Mississippi-Inlandmeer und Grabau (22) vier zum Teil auch paläobiologischen Zwecken dienende Karten des älteren und mittleren Paläozoikums von Nordamerika. Zwei kleine Spezialkärtchen des Helderberg- und Oriskanymeeres im Staat New York finden sich in einer im übrigen paläontologisch-stratigraphischen Arbeit von Clarke (10). Eine solche, ein kleines Areal nur wiedergebende Spezialkarte lieferte auch Gosselet von der devonischen französisch-westfälischen Meerenge (37, S. 838) und Fabre von Perm und Trias westl. der Strecke Valence-Montpellier (18) und neuestens Scupin von der schlesischen Oberkreide (49a).

Eine neuere, als eigenartig hervorzuhebende Weltkarte ist die im Festband des »Neuen Jahrbuches für Mineralogie usw.« erschienene Darstellung der Permzeit von Koken (31), welche die Land-, Meer- und Eisverhältnisse und die vermutliche damalige Lage der Pole im Indischen Ozean, bzw. in Mexiko zeigt. Sie ist in derselben Projektionsart entworfen, wie die Kreichgauerschen Karten (35) mit den Polwanderungen, worüber unten noch Näheres gesagt ist.



Schematischer Querschnitt durch die Basse-Provence, die relative Lage der Kreidesedimente und damit die Randzonen des Kreidemeeres zeigend. (Abgeändert aus Collot.)

Die Karten von Canu, z. T. auch die von Lapparent oder von Vasseur einerseits, die von Koken (30), Neumayr, Frech, Arldt, Kossmat, Toula (56) andererseits bilden zwei entgegengesetzte Typen, die sich in der graphischen Darstellung zunächst fast ausschließen. Die ersteren suchen die Land- und Meeresgrenzen in möglichst engbegrenzten Zeitabschnitten zu geben — es sind die »Momentphotographien«, von denen oben die Rede war; die letzteren geben einen mehr durchschnittlichen Mittelwert, um den in einer bestimmten größeren Periode Land- und Meeresgrenzen schwankten. Ein Mittelding zwischen beiden Extremen sind z. B. die von Loewe (38a) soeben publizierten beiden Devonkärtchen Rußlands. Wenn wir beispielsweise unter Neumayrs Skizze lesen: »Verbreitung von Land und Meer zur Jurazeit«, so wissen wir sofort, daß diese Karte kein unmittelbares einfaches Abbild konkreter Umrißverhältnisse ist, wie sie einmal herrschten, sondern es ist gewissermaßen eine Projektion der geographischen Verhältnisse von etlichen 24 Jurastufen auf eine einzige Karte, und diese Projektion drückt lediglich aus, wo und wie ungefähr die Land- und Meereskomplexe im großen und ganzen zur Jurazeit von Lias α bis Malm ζ lagen. Solche Karten sollen, wie Arldt sagt, nicht so sehr den wirklichen Zustand auf der Erde in einer bestimmten Zeitphase darstellen, als vielmehr die charakteristischen Züge einer längeren Zeit, also quasi einen »Durchschnittswert«. Das mag nicht nur in vielen Fällen genügen, sondern zuweilen übersichtlicher und für gewisse Zwecke brauchbarer sein als eine Unzahl aneinandergereihter Spezialkärtchen, deren gegenseitige Grenzenveränderungen vielfach von ganz sekundärer Bedeutung für größere erdgeschichtliche Fragen sind. Pompeckjs Aucellenkarte (47a) und Stromer von Reichenbachs (55) Nummulitenkarte könnten als unter diesem Gesichtspunkt entworfen hier angeführt werden, und es ist daher dilettantisch, in solchen Karten mehr sehen zu wollen als lediglich, wie Uhlig einmal sagte, den graphischen Ausdruck des Gedankenkreises eines Autors über die wesentliche Verteilung von Festland und Meer zu einer bestimmten Zeit.

Das Extrem des entgegengesetzten Typus bilden die exakten, nur kürzeste geologische Zeitphasen fixierende Karten, wie sie in gründlichster Weise Pompeckj für das bayrische Südostufer des Jurameeres (47b) und jüngst Schuchert (54) für Nordamerika ausgearbeitet hat. Die Zeiteinteilung ist bei beiden auf das minutiöseste festgehalten; so widmet Schuchert beispielsweise der in Nordamerika mit allen ihren Horizonten so ausgezeichnet bekannten Silurzeit nicht weniger als 18 Karten, wodurch seine Arbeit vorbildlich für exakteste Rekonstruktionen vorweltlicher Land- und Meeresgrenzen wird. Daß solche Studien von der allergrößten Bedeutung für die Frage nach der Permanenz des Festlandes und für die nach der Oszillation des Meeres sind, braucht nicht erst erwähnt zu werden. Außerdem enthält seine Arbeit noch zwei Übersichtskarten, eine über die Epikontinentalmeere Nordamerikas zur ganzen

paläozoischen Zeit und eine weitere über die Landkerne (»positive elements«) derselben Zeit. In die Karten selbst trägt er nicht nur die Verteilung von Land und Meer überhaupt, sondern auch den Charakter der Sedimente und die vulkanischen Ergüsse ein. Abgesehen von der speziellen Begründung, die er für seine einzelnen Karten gibt, erörtert er kurz auch die Methoden der Paläogeographie. Aus früherer Zeit stammen von Schuchert (52, 53) noch drei Veröffentlichungen von paläogeographischen Karten Nordamerikas; die eine zeigt den nordamerikanischen Kontinent zur Onondaga- und Hamilton-(Mitteldevon-)Zeit, die andere ist eine Art Facieskarte des nordamerikanischen marinen Mesozoicums, in dem er »Kanäle« und »Barrieren« zieht; die dritte umfaßt drei Karten des nordamerikanischen Devon.

Schucherts Pendant in der nordamerikanischen Literatur ist die unmittelbar zuvor erschienene Arbeit von Willis (67) über den gleichen Gegenstand. Einleitend gibt Willis Rechenschaft über die Methode, nach der er die Landkomplexe einer bestimmten Zeit festlegt. Auf seinen Karten scheidet er genau aus: ozeanisches und epikontinentales Meer; ferner fragliche Regionen, wobei er wieder zwischen den beiden Wahrscheinlichkeiten unterscheidet: Land und ganz unbestimmtes Gebiet; und schließlich deutet er noch mit Pfeilen die Meeresströmungen an. Teils sind es Übersichtskarten über längere Zeiträume, die hier auf ein Blatt zusammengedrängt erscheinen, teils der Manier Schucherts entsprechende Spezialkarten kurzer Phasen.

Durch die beiden vorgenannten Arbeiten stehen jetzt die Amerikaner bei weitem an der Spitze der paläogeographischen Forschung, nachdem vorher die Franzosen mit Lapparent gewiß die Ersten waren.

Erst in neuerer Zeit haben sich paläogeographische Karten auch Eingang in Lehrbücher verschafft. Abgesehen von Danas Manual und Lapparents Traité, dessen Karten vereinzelt in der neuesten Auflage von Kaysers Formationskunde und in Osborns (46) Age of Mammals reproduziert werden, bringen Chamberlin und Salisbury (9) in ihrem dreibändigen Lehrbuch eine größere Zahl teils selbständig entworfener, teils kopierter Karten, besonders von Nordamerika, auf denen genauer durch verschiedenartige Schraffuren die Vorkommen der betr. Formationen und der Wechsel der Strandlinie innerhalb einer gewissen Zeit dargestellt sind. Es sind, wenn man so will, mehr Karten der Formations- als der Meeresverbreitung. Auch Scott (49) in einer »Einführung in die Geologie« gibt 8 Karten der Paläogeographie Nordamerikas.

Eine eigenartige Darstellungsweise verfolgt Haug (24) in seinem neuen Traité, wo er für jede Hauptformation eine paläogeographische Weltübersichtskarte bringt, die jedoch nicht nach der üblichen Weise die einfache Verbreitung von Land und Meer zeigt, sondern in denen er unterscheidet zwischen Geosynklinalmeeren und Kontinentalgebieten, auf letzteren aber wieder die vorübergehenden Transgressionsareale

eigens bezeichnet; zugleich sind seine Skizzen Facieskarten. Er vermeidet dadurch die Gefahr, daß seine Übersichtskarten, in denen sich die verschiedensten Land- und Meereswechsel naturgemäß zusammendrängen, in bezug auf die einzelnen Unterabteilungen nichtssagend und indifferent werden.

Es kann ohnehin zunächst noch nicht unbedingt das einzige Ziel für unsere paläogeographischen Rekonstruktionen sein, Bilder entwerfen zu wollen, die einer Oberflächenkarte der rezenten Erde entsprechen; dazu langen unsere Kenntnisse nur in einzelnen Fällen für einzelne Gegenden. Und darum sind Haugs Karten, indem er die Hauptlandkomplexe und die dauernden ozeanischen Geosynklinalen heraushebt, aber die bald zum einen, bald zum anderen Element gehörenden Areale eigens kennzeichnet, eine den jetzigen paläogeographischen Möglichkeiten in vorzüglicher Weise entsprechende Darstellungsart. Ihrer haben sich im Anschluß an Haug darum auch Lemoine (38) und ferner der Verfasser dieses Referates in einem in der vorliegenden Zeitschrift publizierten Aufsatz über den lemurischen Kontinent bedient (12).

Auf rein rezent-tiergeographischen Erwägungen fußt eine ganze Anzahl paläogeographischer Karten. So eine Karte des antarktischen Kontinentes mit seinen eventuellen früheren Zusammenhängen von Ortmann (43), die eingehend unter Bezugnahme auf frühere Autoren diskutiert werden. Während hier die Gesamtfaunen der wirbellosen Tiere zur Rekonstruktion verwendet werden, hat Ortmann in einer anderen Arbeit (44) nur auf die Süßwasserdekapoden eine umfassende Paläogeographie der ganzen Welt aufgebaut und zur Illustration seiner daraus gewonnenen Anschauungen vier paläogeographische Karten (untere und obere Kreide, unteres und oberes Tertiär) rekonstruiert, die jedoch ausdrücklich nicht, wie die von Geologen entworfenen, ein richtiges Abbild der Erdoberfläche in den betreffenden Zeiten bieten, sondern nur allgemeine Vorstellungen vermitteln wollen, welche sich aus tiergeographischen Beziehungen ergeben und die Wanderungsmöglichkeiten im groben Umriß veranschaulichen sollen.

In die gleiche Kategorie gehören die Rekonstruktionen des südamerikanischen und des brasilo-afrikanischen Kontinentes, mit denen sich seit einer Reihe von Jahren v. Ihering (27) befaßt, und von denen besonders seine letzte zusammenfassende Publikation (26) eine die ganze Welt umspannende paläogeographische Karte bietet.

Eine Kopie älterer Karten (von Frech, Koken, Neumayr) finden wir in dem soeben erschienenen Werk von Schott über den Atlantischen Ozean (48).

Zum Teil auf tiergeographischen oder nur physikalischen Erwägungen, zum Teil auf übertragenen astronomischen oder historischen und rein phantastischen Momenten beruhende Kartenrekonstruktionen haben Habenicht (23) und Simroth (54a) geliefert, welche die von dem Geologen und Paläogeographen geforderten Voraussetzungen jedoch nicht erfüllen.

Ebenso wie die beiden zuletzt genannten kann als paläogeographische Kuriosität die alte Rekonstruktion der pleistocänen Land- und Meeresgrenzen Europas durch den englischen Höhlenforscher und Professor der Geologie Dawkins (15) gelten, der frei von aller geologischen Sachkenntnis Europa damals höher liegen läßt und diese Lage dadurch rekonstruiert, daß er die Festländer nach ihren heutigen Umrissen unter Zuhilfenahme der marinen Untiefen erweitert. Daß dadurch beispielsweise das Donau- oder Nildelta größer gezeichnet werden muß, als es heute ist, während doch der geologische Gang der Sache umgekehrt ist, geniert ihn weiter nicht. Man kann sich an dieser Kuriosität harmlos freuen. Eigentümlich berührt es aber, wenn ein auf dem Gebiete der Paläontologie so verdienstvoller Forscher wie Osborn (45) nach der gleichen Manier wie Dawkins durch Verbindung gleicher ozeanischer Tiefen den antarktischen Kontinent zur Tertiärzeit rekonstruiert, was nach Stromer von Reichenbachs treffender Bemerkung vice versa nichts anderes ist als die Berechnung des Alters eines Gebirges aus seiner Höhe.

Wir wollen diese Literaturübersicht abschließen mit einer sehr wichtigen Publikation, an die sich ein erfreulicher Ausblick für unsere Wissenschaft knüpft. Ich meine die Arbeit von Karpinsky (29), in dessen 18 Karten der Paläogeographie Rußlands sich ein überraschender Rhythmus in den Überflutungen und Regressionen im Lauf der Zeitalter kundtut, und deren Bedeutung E. Kayser in seinem »Lehrbuch der allgemeinen Geologie« (3. Aufl. 1909, S. 776) sehr treffend kennzeichnet, wenn er sagt, wir seien noch weit entfernt, die den großen Meeresbewegungen der Vorzeit zugrunde liegenden Ursachen zu überblicken, doch lasse sich schon heute vermuten, daß sie durch Gesetze geregelt werden, weil sich nur so die große Regelmäßigkeit verstehen läßt, mit der sich nach den wichtigen Darlegungen Karpinskys die Verschiebungen des Meeres in den aufeinander folgenden geologischen Perioden im Bereiche des europäischen Rußlands vollzogen haben. Bei Betrachtung der Karpinskyschen Karten zeige sich in auffälliger Weise, daß trotz aller im Laufe der Zeit stattgehabten großen Veränderungen dennoch zwei zueinander senkrechte Richtungen die Verbreitung der russischen Meere von jeher beherrscht haben, und daß die Bildung der Bodensenken und Einbrüche, welche dem Meere den Eintritt in das fragliche Gebiet ermöglichten, mit überraschender Regelmäßigkeit abwechselnd in uralischer und kaukasischer Richtung erfolgten.

Nichts charakterisiert besser die zu erwartende Fruchtbarkeit paläogeographischer Studien, als diese Worte, um so mehr, als man bis in die neueste Zeit hinein im persönlichen Verkehr mit Fachmännern, wie in der Literatur geringschätzigen Bemerkungen über den Wert paläogeographischer Karten begegnet. So scheint beispielsweise A. Supan (Phys. Erdkunde, 5. Aufl., S. 896 Anm.) nicht viel von ihnen zu halten, wenn er sich der vermeintlich »gesunden« Kritik freut, die M. Semper

in einer wohl nur offene Türen einrennenden Abhandlung (51) übt, welche KOKEN (32) schon teilweise entsprechend zurückgewiesen hat. Wir kommen damit auf die Frage nach den prinzipiellen Bedenken und Schwierigkeiten, welche den kartographischen Darstellungen der vorweltlichen Erdoberfläche entgegenstehen, und welche nicht etwa in unserer derzeit ungenügenden Kenntnis über die Verbreitung der Formationen, sondern, wie gezeigt werden soll, im Wesen der Sache begründet liegen. Soll man aber deshalb untätig die Hände in den Schoß legen? Und wo ist überhaupt in einer historischen Wissenschaft ein Resultat oder eine Methode so vollkommen, daß sich daran nicht stets »gesunde« Kritik üben ließe!

II. Die den paläogeographischen Rekonstruktionen entgegenstehenden prinzipiellen Schwierigkeiten.

Paläogeographische Skizzen werden in der Weise entworfen, daß man eine die jetzige Erdoberfläche darstellende Erd-, bzw. Landkarte zur Unterlage benutzt, auf ihr die Punkte einträgt, an welchen sich zu einer bestimmten vorweltlichen Zeit Meer, bzw. Land unmittelbar nachweisen läßt. Im übrigen werden diese Einträge auf Grund der bekannten stratigraphischen und tiergeographischen Methoden zu einem mehr oder minder geschlossenen Kartenbild ergänzt. Technisch denselben Zweck erreicht man durch Auftragung der vorweltlichen Land- und Meeresgrenzen auf ein Transparent, von dem man mehrere über einer und derselben Kartenunterlage festkleben und sie nach Bedürfnis darüber schlagen kann, wenn mehrere paläogeographische Skizzen für ein und dasselbe Gebiet gemacht werden sollen, wie das in dem allerdings wissenschaftlich nicht einwandfreien paläogeographischen Abschnitt des populären Werkes: »Der Mensch und die Erde,« zum erstenmal durchgeführt wurde (34). Man gewinnt durch unsere üblichen paläogeographischen Konstruktionen zwar eine unmittelbare Vergleichsmöglichkeit zwischen der Verteilung von Land und Meer in der Jetztzeit und einem bestimmten vorweltlichen Zeitabschnitt, begeht aber dabei den praktisch nicht zu vermeidenden Fehler, die vorweltlichen Meere und Kontinente auf die jetzige Erdoberfläche zu projizieren, die ja selbst erst das Produkt aller der darzustellenden vorweltlichen geographischen Verhältnisse ist und deshalb schon an und für sich nicht das richtige Gewand für den in der Vorzeit in seinen Dimensionen möglicherweise ganz andersartigen Körper abgeben kann. So müssen wir z. B. die frühere Land- und Meeresverteilung in Beziehung bringen zur jetzigen Pol- und Äquatorstellung der Erde, während wir ja zunächst gar nicht wissen können, und es auch höchst unwahrscheinlich ist, ob jene für alle Zeiten dieselbe war. Daß bei einer etwaigen Polverlagerung auch die Geoidform sich geändert haben muß, andere Gegenden der Erdoberfläche als heutzutage in die Region der Abplattung, bzw. äquatorialen Anschwellung des Geoids gerückt sind, ist selbstverständlich. Oder es hat sich

die Rotationszeit der Erde verzögert, und in diesem Fall — die gleiche Pollage wie heute vorausgesetzt — muß der äquatoriale Wulst früher höher, die beiden Polarzonen müssen flacher gewesen sein, so daß auch in dieser Hinsicht unsere jetzigen Erdkarten von vornherein exakte Grundlagen zur Rekonstruktion vorweltlicher Land- und Meeresgrenzen nicht sein können.

Weiterhin kommt in Betracht, daß auch die Größe und Ausdehnung der Erdoberfläche, bzw. die Länge des Erdradius sich im Lauf der erdgeschichtlichen Zeitalter geändert haben dürfte, weil durch die Kettengebirgsbildung Zusammenstauungen und Überfaltungen in reichstem Maße eingetreten sind. Beispielsweise sollen ja die unsere mitteleuropäischen Alpen zusammensetzenden, stark verfalteten, überschobenen und geschuppten Sedimentärgesteine nach den Berechnungen A. Heims ehedem im umgefalteten Zustand einen ca. 120 km breiteren Raum eingenommen haben als heutzutage. Wenn sich auch die absolute Genauigkeit einer solchen Berechnung, die Heim neuerdings auf der Grundlage der Deckentheorie noch bedeutend erhöht, nicht verteidigen läßt, weil wir gewiß noch nicht in die Geheimnisse der Kettengebirgsbildung eingedrungen sind, und auch an und für sich nur Annäherungswerte gegeben werden können, so ändert das doch nichts an der Tatsache einer allmählichen, durch die Gebirgsbildung bewirkten oder in ihr wenigstens zum Ausdruck kommenden Verminderung des Erdumfanges, bzw. des Erdradius. Da es nun auf der Erde nicht nur die Alpen, sondern eine sehr große Zahl mehr oder minder gleichalteriger Kettengebirge gibt, von denen der größere Teil nach dem Typus der Alpen aufgebaut sein dürfte, so kann man ermessen, eine wie ausgiebige Zusammenstauung der Erdoberfläche und welche Verkleinerung der Erdradius allein infolge der cretacisch-tertiären Alpenfaltungen erlitten hat, die Heim auf ein Minimum von ca. 1000 km berechnet hat.

Abgesehen davon kennen wir auch aus älteren Formationen bedeutende und ausgreifende Gebirgsfaltungen — besonders das Paläozoicum zeichnet sich hierin aus — und auch die sogenannten ruhigen Zeiten, wie die Juraperiode, haben uns vereinzelte Faltungen hinterlassen. Ganz zu schweigen von den vorkambrischen universellen Zusammenstauungen der Erdkruste, die im Algonkium sehr verbreitet waren, und die im Archaicum überhaupt keinen Punkt der Erdoberfläche unberührt gelassen haben.

Die heutige Erdoberfläche ist also, wie uns schon diese kurzen Betrachtungen zeigen, das Produkt gerade aller der paläogeographischen Veränderungen, die wir mit unseren paläogeographischen Karten darstellen und für die wir eine jetztweltliche Oberflächenkarte zur Grundlage nehmen. Wenn wir daher etwa Mitteleuropa zur Jurazeit darstellen wollen, so müßten wir streng genommen, d. h. wenn es uns möglich wäre, eine Erdkarte zur Unterlage benutzen, auf welcher der Umfang der Erdkruste um so viel erweitert ist, als die nachjurassische

Tektonik, insbesondere die tertiäre Alpenfaltung, ihr an Umfang genommen hat — also eine Erdkarte der Trias wäre die richtige Unterlage.

Wir sehen daraus, ein wie verzerrtes und verschleiertes Bild uns jede paläogeographische Karte von vornherein geben muß und selbst dann noch geben müßte, wenn wir auch alle Vorkommen von Land und Meer aus einer Epoche genau kennen würden. Man muß im Auge behalten, daß sich möglicherweise auch einmal das merkwürdige Resultat ergeben könnte, daß bei einer Rekonstruktion eventueller Polverlegungen diese beiden Punkte keineswegs an genau antipodische Stellen der jetzigen Erdoberfläche zu liegen kommen, weil bei der unausgesetzten ungleichartigen tektonischen Bewegung der Kruste heutige Antipodenpunkte nicht unbedingt früheren entsprechen müssen. Daraus ergibt sich des weiteren, daß Gesetzmäßigkeiten und Rhythmen aus paläogeographischen Karten äußerst schwer werden abzulesen sein, und daß man den Nachweis und die Geltung von Gesetzmäßigkeiten paläogeographischer Natur nicht unbedingt davon abhängig machen darf, daß sie auf den paläogeographischen Karten rein zum Ausdruck kommen. Es ist in diesem Zusammenhang auch kein Zufall, daß der Rhythmus im Meereswechsel gerade in dem von KARPINSKY bearbeiteten Gebiet zum erstenmal erkannt worden und deutlich hervorgetreten ist, weil eben Rußland einen der wenigen Teile der Erde bildet, die seit den ältesten Zeiten Gebirgsfaltungen nicht mehr erlebt haben. Blättert man die SCHUCHERTschen Karten von Nordamerika durch, so ist auch hier der Rhythmus, wenn auch nicht gleich deutlich, so doch unverkennbar und er erlischt vom Eocän, also von einer Zeit ab, wo die tertiären Faltungsbewegungen beginnen.

Es sei noch kurz darauf verwiesen, daß jede, auch die kleinste, paläogeographische Skizze niemals sich durchweg auf anstehende stratigraphische Vorkommen wird stützen können. Sind es nur kleinere Zwischenräume und Lücken im Auftreten der Formationsvorkommen, so wird man bei gleichbleibendem Charakter und Fossilinhalt der Sedimente ohne Bedenken einheitliche geographische Flächen konstruieren. Finden wir in Nordamerika und Europa in den Sedimenten einer Zeit gleiche Tiertypen, so nehmen wir gewöhnlich unmittelbare Meeresverbindung an; das ist die tiergeographische Methode. Wir bedenken aber dabei nicht, daß die orthogenetisch-polyphyletische Entstehung derselben Typen in getrennten Meeresarealen solche Schlüsse über den Haufen werfen kann. Ich brauche zu diesem Zweck nur hinzuweisen auf die konvergente Entstehung des Typus Hoplites in den verschiedensten Weltgegenden zur obersten Jura- und untersten Kreidezeit aus Perisphincten; oder auf die Entstehung des Astieria-Typus zur selben Zeit aus der gleichen »Gattung«, ebenfalls in getrennten Becken, z. B. im Himalaya und in Europa. Es können dabei ganz gut gleiche Formen resultieren, deren morphologische Identität noch lange kein Recht gibt, tiergeographische Wanderungen und damit unmittelbare

Meeresverbindungen zu folgern. Über diese Dinge hoffe ich, in Bälde an anderer Stelle Genaueres sagen zu können.

Wenn wir absehen von den prinzipiellen Einschränkungen, die wir für die Benutzung rezenter Erdkarten zu paläogeographischen Darstellungen gemacht haben, können wir der Frage nähertreten, welche Projektionen der Erdoberfläche sich am besten eignen.

Die bekannteste und vielgebrauchteste ist die winkeltreue Merkatorprojektion, welche an dem großen Übelstand leidet, daß die Polargegenden zu sehr verzerrt werden; und gerade diese sind es, welche für eine Kommunikation vorweltlicher Faunen zwischen der neuen und alten Weltgegend ziemlich häufig in Betracht kommen, und über deren Geschichte wir in manchen Punkten recht gut unterrichtet sind. Dagegen hat die Merkatorkarte den Vorzug, daß sie von Nord nach Süd folgende zonare Verhältnisse anschaulich zur Darstellung bringen läßt, wie das etwa Neumayrs Juraklimazonenkarte (40) zeigt.

Dem Notstand, die Nordpolarregion allzusehr zu verzerren und das Aneinanderstoßen der Kontinente dort gar nicht zu veranschaulichen, steuert Steinhausers Sternprojektion, die eine Abart der älteren Jägerschen ist[1]), und auf dem Prinzip der von Mercator ersonnenen äquidistanten Projektion beruht, bei der in gleichen Abständen die Breitengrade als konzentrische Kreise um den Nordpol als Mittelpunkt gelegt werden bis zum Äquator inklusive, während die Meridiane als gerade Linien vom Pol radial ausstrahlen. Um die unmäßig große Verzerrung zu kompensieren, welche entstehen müßte, wenn die Südhemisphäre in gleicher Weise angeschlossen würde, trägt man deren Breiten- und Längengrade zwar in gleicher Weise wie die der Nordhemisphäre, und zwar ebenfalls konzentrisch um den Nordpol noch auf, verbindet aber die Schnittpunkte der Meridiane mit den konzentrischen Breitengraden durch Kurven und erhält so in den einzelnen Sternarmen wieder die der Nordhemisphäre entsprechende Zusammendrängung.

Will man aber letztere speziell darstellen, so wird man zu einer Projektion greifen, welche den Pol als Mittelpunkt und die Breitengrade als konzentrische Kreise enthält, wie man sie zur Charakterisierung der Land- und Wasserhalbkugel verwendet und in jedem Atlas findet.

Gewissermaßen eine modifizierte Merkatorkarte ist die von Mollweide und Babinet angegebene homalographische Projektion, die Koken (31) und Kreichgauer (35) benutzen, und bei welcher der Nullmeridian von den in natürlichem, relativem Längenverhältnis eingetragenen Breitengraden normal durchschnitten wird, während die Längengrade als elliptische, bzw. parabolische Kurven einerseits durch die beiden Pole, andererseits durch die entsprechenden Punkte des in gleiche Teile zerlegten Äquators gezogen werden. Die notwendige Folge

---

[1]) Gelcich, E., Sauter, F., und Dinse, P., Kartenkunde. Leipzig 1901 (Sammlung Göschen).

ist eine kontinuierliche Abnahme des gegenseitigen Abstandes der Breitengrade vom Äquator zu den Polen, die sich jedoch in so minimalen Grenzen hält, daß diese Zusammendrängung das Bild nicht stark beeinträchtigt.

Polwärts weniger zusammengebogen, aber dafür sich wieder mehr den Nachteilen der Merkatorkarte nähernd, ist eine der KOKENschen und KREICHGAUERschen sich anschließende, im Verlag von WAGNER u. DEBES in Leipzig erschienene flächentreue Projektion, in welcher der Nordpol als Linie zum Ausdruck kommt. Sie hat jedoch den nicht zu unterschätzenden Vorzug, daß sie die Südpolarzone in ihrer vollen räumlichen Ausdehnung und damit den Gegensatz zwischen Land- und Wasserhalbkugel zur Anschauung bringt, was für paläogeographische Zwecke oft von großer Bedeutung wird, um nicht falsche Vorstellungen über die relative Ausdehnung mancher Länder oder Meere zu erwecken.

Alle die vorher gerügten Nachteile vermeidet eine neuere Projektion, die LAPPARENT in der neuesten Auflage des Traité (37) zur Darstellung vorweltlicher Land- und Meergrenzen in ausgiebigster Weise und mit bestem Erfolg benutzte, und bei der sowohl die Kontinente in nur ganz geringer Verzerrung erscheinen, wie auch die Verhältnisse der Nordpolarregion in ausgezeichneter Weise gleichzeitig gewahrt bleiben. Der einzige unausgeglichene Punkt bleibt die Südpolarregion, aber auch nur in dem unmittelbar südlich von Afrika liegenden Teil.

Eine der LAPPARENTschen ähnliche Projektion wendet KOSSMAT (33) an, indem er ebenfalls die Nord- oder Landhalbkugel als Kreis darstellt, aber den pazifischen Ozean und die Südmeere ausfallen läßt (wobei die Südhälfte von Südamerika außerhalb des Kreises zu liegen kommt), da, wie KOSSMAT meint, die meisten Probleme im Zusammenhang mit den auf der Landhalbkugel enthaltenen Kontinenten besprochen werden können. Jedenfalls hat auch diese, von der LAPPARENTschen nicht wesentlich verschiedene Projektion den großen Vorteil einer übersichtlichen Darstellung der für paläogeographische Zwecke unentbehrlichen Nordpolarregion.

Im übrigen werden wir uns eben nicht auf eine einzige Projektion beim Entwerfen paläogeographischer Karten beschränken, sondern für die speziellen Zwecke die am besten geeignete auswählen. Auch kann der Paläogeograph, wo er speziellere Verhältnisse darzustellen wünscht, Spezialkarten der einzelnen Länder und Gegenden anwenden, wobei die Wahl der richtigen, bzw. am besten brauchbaren Projektion nicht schwer fällt.

Das beste ist und bleibt, besonders auch für didaktische Zwecke in Vorlesungen und Vorträgen, die gleichzeitige Mitbenutzung und Vergleichung des Globus — stets natürlich unter Vergegenwärtigung der Tatsache, daß zu keiner Zeit der Erdradius sich gleich geblieben ist und daß weder Globus noch Karten der Jetztzeit exakte absolute Unterlagen für paläogeographische Zeichnungen bilden.

III. Geologischer Unterricht.

Die regionale Geologie im Hochschulunterricht.

Vortrag gehalten auf der Hauptversammlung der Geol. Vereinigung am 4. Januar 1912.

Von **Otto Wilckens** (Jena).

M. H.! Die Vorlesungsverzeichnisse, die wir jedes Semester in der »Geologischen Rundschau« veröffentlichen, erlauben einen bequemen Überblick über den Lehrstoff der einzelnen Universitäten und technischen Hochschulen. Während an den kleineren Hochschulen, an denen ja oft genug ein einziger Professor Mineralogie und Geologie lehren muß, die ganze Geologie in einer einzigen Vorlesung erledigt wird, ist der Stoff an den größeren in die beiden Abschnitte »Allgemeine Geologie" und „Erdgeschichte" gegliedert und wird auf zwei Semester verteilt. Obgleich sich natürlich sowohl in der allgemeinen wie in der historischen Geologie oft die Notwendigkeit ergibt, auf einzelne Fälle zu exemplifizieren und in dieser Weise regionale Geologie zu treiben, und obwohl natürlich bei der Besprechung der Formationen ihre Verbreitung auf der Erde erörtert und so ein Stück regionaler Geologie behandelt wird, so kann doch kein Zweifel darüber bestehen, daß die regionale Geologie als solche als besonderes Lehrfach und als besondere Vorlesung noch nicht existiert. Daß es davon auch Ausnahmen gibt und schon vor Jahren gegeben hat, ist mir wohl bekannt, und zwar nicht in Wien allein, sondern auch anderswo. Ich erinnere mich mit Freude eines Kollegs, das ich im WS. 97/98 in Straßburg über den geognostischen Aufbau der Kontinente gehört habe, und in Freiburg wurde früher am Ende der Erdgeschichte ein Überblick über die Geologie der Weltteile gegeben. Man kann ja nach der Vorlesungsanzeige nicht immer so genau beurteilen, was der Dozent alles bringt. Jedenfalls gibt es aber an unseren Hochschulen nicht eine besondere regionale Geologie, wie es eine allgemeine und historische Geologie gibt. Man ersieht das leicht aus folgender Statistik der Vorlesungen der letzten drei Jahre:

Die meisten regionalen Kollegs behandelten die Umgebung, die Provinz oder den geographischen Landesteil, in dem die Hochschule liegt. Viel seltener als solche „Heimatkollegs", wie ich sie nennen möchte, sind schon Vorlesungen über die Geologie von Deutschland und noch seltener solche, die ein noch größeres Gebiet, etwa einen Kontinent oder die ganze Welt, behandeln. Von den letzteren wurde im S.-S. 1910 keins gehalten, im W.-S. 1910/11 wurde gelesen in Jena: Die Gebirge der Erde, in Berlin: Nordamerika, im S.-S. 1911: in Berlin: Mitteleuropa, in Freiburg: Europa, im W.-S. 1911/12 in Zürich: Mittelmeerländer, im S.-S. 1912: in Berlin: Mitteleuropa (geomorphologisch), in Göttingen: Die alten Gebirge Europas, in Leipzig: Die jungvulkanischen Gebiete Europas außer den deutschen, im W.-S. 1912/13: in Bonn: Der Bau der Gebirge der Erde, in Jena: Der geologische Aufbau der Erdteile (Elemente der regionalen Geologie), in München: Zentralasien und Italien, in Straßburg: Der Aufbau der europäischen Gebirge, in Wien: Geo-

logische Beschreibung der Erdoberfläche, endlich in Zürich: Das außeralpine Europa. Kollegs, die die ganze Erde behandeln, sind also in den letzten drei Jahren nur in Jena im W.-S. 1910/11 und W.-S. 1912/13, in Bonn W.-S. 1912/13 und in Wien ebenfalls in diesem Semester gehalten worden.

Ihr Heimatkolleg hatten regelmäßig jedes Jahr: Göttingen, Greifswald, Heidelberg, Leipzig, Marburg, München, Münster, Straßburg, Tübingen, Dresden, Hannover, Stuttgart. Zweimal hatten es Kiel und Bonn, einmal Darmstadt, Frankfurt, Gießen und Königsberg. Keine Heimatvorlesung hatten: Berlin, Breslau (wo allerdings über die Bodenschätze Schlesiens gelesen wurde), Jena und Würzburg von den Universitäten und alle technischen Hochschulen außer Darmstadt, Dresden, Hannover und Stuttgart.

Geologie von ganz Deutschland wurde gelesen in: Marburg und Berlin-Bergakademie jedes Jahr, Halle (zweimal), Bonn, Gießen, Jena, Greifswald (hier zweisemestrig).

Somit ist an folgenden Universitäten kein Kolleg über Deutschland gelesen worden: Breslau, Erlangen, Freiburg, Göttingen, Heidelberg, Kiel, Königsberg, Leipzig, München, Münster, Rostock, Straßburg, Tübingen, Würzburg. Dies Ergebnis ist namentlich insofern überraschend, als von den Staatsexamenskandidaten im allgemeinen eine Kenntnis der deutschen Geologie gefordert wird.

Über die deutschen Kolonien wurde gelesen: in Münster, Hamburg und Berlin-Bergakademie je dreimal, in Halle und München je zweimal, ferner in Bonn, Leipzig, Straßburg.

Über die Alpen ist in München jeden Sommer, zweimal in Innsbruck und je einmal in Bonn, Halle, Zürich und Graz gelesen worden.

Spezialkollegs über außereuropäische Gebiete haben nur Bonn (Ostasien) und München (Zentralasien) zu verzeichnen.

Sicher enthalten neben den von den Dozenten für Geologie angezeigten Vorlesungen auch viele geographische Kollegs Regionalgeologisches, aber natürlich neben vielem anderen und nicht als speziellen Unterrichtsgegenstand.

Jedenfalls geht aus der vorstehenden Statistik hervor, daß es nirgends an den Hochschulen eine regionale Geologie als gleichwertiges Unterrichtsfach neben der allgemeinen und historischen Geologie gibt. Meines Erachtens müßte sie aber eine viel größere Rolle spielen. Dabei will ich nur nebenbei erwähnen, daß nach meiner Ansicht an jeder Universität (die technischen Hochschulen lasse ich beiseite) wenigstens jedes vierte Semester ein zweistündiges Kolleg über die Geologie von Deutschland gelesen werden sollte. Natürlich wird das nicht immer der Ordinarius tun können, aber es gibt ja doch wohl überall einen Extraordinarius oder einen Privatdozenten, der es gern übernimmt. Man wende mir nicht ein, daß bei der allgemeinen Geologie und namentlich bei der Formationskunde schon genug von Deutschland die Rede wäre. Eine systematische Behandlung der einzelnen morphologischen, bzw. orographischen Elemente mit gebührender Berücksichtigung der geomorphologischen Verhältnisse ist innerhalb des Rahmens dieser Vorlesungen nicht möglich.

Bezüglich des allgemein-regionalgeologischen Unterrichts, d. h. desjenigen, der sich die Betrachtung der ganzen Erdoberfläche zur Aufgabe macht, möchte ich den Leitsatz aussprechen: An jeder Universität sollte nicht nur allgemeine und historische Geologie, sondern auch regionale Geologie gelesen werden; und an solchen Universitäten, wo allgemeiner und historischer Geologie je besondere Kollegs gewidmet sind, sollte auch regionale Geologie in einer besonderen Vorlesung gelehrt werden.

Ich habe die besten Erfahrungen gemacht, welches Interesse die Studenten an der großzügigen Betrachtungsweise des Baus der Erdfeste nehmen, die uns Eduard Suess gelehrt hat. Wir können heute zusammenfassen, und man sehnt sich heute nach Zusammenfassung. Unsere Studierenden wünschen nicht nur die

Kenntnis der Einzelheiten, sondern auch des Ganzen, der Leitlinien, der Verbindungen. Ich sehe nicht ein, warum wir diesem Streben nicht in vollem Maße entgegenkommen sollten durch die Einfügung des regional-geologischen Stoffes in den Hochschulunterricht. Betrachtet man bei entsprechender Würdigung der nutzbaren Lagerstätten auch noch den Einfluß der Bodengestaltung auf das Landschaftsbild, so wird die regionale Geologie recht eigentlich die wissenschaftlich vertiefte Betrachtungsweise der anorganischen Erdoberfläche.

Ich erwähne noch einige Einzelheiten. Zunächst ein Wort über die Bezeichnung der Vorlesung. Man kann sie „Der geologische Bau der Erdteile" oder „Geologische Beschreibung der Erdoberfläche" nennen. Der kürzeste und bezeichnendste Ausdruck dürfte aber „Regionale Geologie" sein. Diesen Namen trägt ja auch das umfassendste Handbuch über diesen Zweig der Geologie. Vielleicht könnte man das Kolleg auch „Das Antlitz der Erde" nennen, so wie sich der Name von Neumayrs „Erdgeschichte" schon derartig als Vorlesungsbezeichnung eingebürgert hat, daß er vielleicht mit der Zeit die Benennung „Historische Geologie" völlig verdrängen wird.

Ich komme zur Dauer des Kollegs. Selbstverständlich könnte man regionale Geologie mit zehn Wochenstunden lesen; der Stoff wäre groß genug. Aber man wird mit vier oder fünf Stunden schon eine Gründlichkeit erreichen, die der an die allgemeine und die historische Geologie gewandten entspricht. Es geht aber auch in noch kürzerer Zeit. Ich lese z. B. zurzeit nur eine Wochenstunde und kann dabei doch wenigstens die tektonischen Verhältnisse und die großen Zusammenhänge schildern, während allerdings die Stratigraphie zu kurz kommt. Aber die Darlegung, aus welchen geologischen Elementen die Erdteile bestehen, ist ja auch das Wichtigste und das, wozu der Rahmen der üblichen Vorlesungen keinen Raum läßt. Zweckmäßig und genügend würde es mir scheinen, wenn man etwa folgenden Turnus der Vorlesungen einhielte: Allgemeine Geologie, Erdgeschichte, allgemeine Geologie, regionale Geologie.

Die Anschauungsmittel für das regionale Kolleg brauche ich nicht aufzuzählen. Das wichtigste sind die Karten, mit denen wir ja für Europa am besten ausgestattet sind. Nicht nur aus diesem Grunde wird man ja sowieso von der zur Verfügung stehenden Zeit mindestens ein Drittel auf Europa verwenden. Als Hilfsmittel für den Dozenten kommt neben den Monographien heute noch als einziges zusammenfassendes Werk das „Antlitz der Erde" in Betracht. Daneben wird sich das wegen seiner systematischen Gliederung für diesen Zweck noch bequemere „Handbuch der regionalen Geologie" stellen, nach dessen Vollendung es leicht sein wird, ein regionalgeologisches Kolleg zu lesen.

M. H.! Ich hoffe, bei Ihnen mit meinem Vorschlage, den regionalgeologischen Unterricht stärker zu betonen, Anklang zu finden. Wir wollen in der Geologischen Vereinigung ja gerade die allgemeinen Fragen pflegen, die Gefahr laufen, den Schwesterwissenschaften anheimzufallen. Regionale Geologie ist geographische Geologie. Mit regionalen Vorlesungen gewinnen wir das Interesse der Geographen und helfen mit dazu, den naturwissenschaftlichen Charakter der Geographie in den Vordergrund zu stellen. Unseren Studierenden aber würden wir eines der schönsten und interessantesten Kapitel unserer Wissenschaft vorenthalten, wenn wir sie nicht mit der geologischen Gliederung und dem Aufbau der Erdteile vertraut machen wollten.

IV. Bücher- und Zeitschriftenschau.

Übersicht der Veröffentlichungen der U.S. Geological Survey.

Von Januar bis Dezember 1912.

Von **Karl L. Henning** (Denver, Colo.).

a) Professional papers.

Nr. 71. Index to the stratigraphy of North America, by Bailey Willis, Accompanied by a geologic map of North America. Compiled by the U. S. Geological Survey in cooperation with the Geological Survey of Canada and the Instituto Geologico de Mexico under the supervision of Bailey Willis and George W. Stose. 4°. 1912. 894 S., 19 Fig., 5 Beil. und 1 geol. Karte (in 4 Blättern) von Nordamerika in bes. Umschlag.

Dieses großartige Werk wird auf lange Zeit grundlegend für das wissenschaftliche Studium der Morphologie, Stratigraphie und Geologie Nordamerikas bleiben. Es bildet den ausführlichen Kommentar zu der Anfang 1911 erschienenen, großen geol. Karte von Nordamerika, die damals zum nominellen Preis von 75 cents einzeln käuflich war. Sie ist dem Prof. pap., dessen ausführliche Besprechung durch den Referenten im Laufe dieses Jahres in der »Rundschau« erfolgen wird, als Sonderbeilage angeschlossen.

Nr. 72. Glenn, L. C.: Denudation and erosion in the southern Appalachian region and the Monongahela basin. 4°. 1911. 137 S., 1 Fig. u. 21 Taf. u. K.

Die ihrem geologischen Bau nach aus alten Gneisen, Schiefern und Graniten, mit stellenweisem Vorkommen von Quarziten und Kalksteinen im westlichen Teil und von Eruptiven im östlichen Teil, bestehenden Südappalachen bieten durch ihre starke Verwitterung und Zerstörung ein vorzügliches Studienobjekt für Erosionserscheinungen und -bildungen, die besonders da in Erscheinung treten, wo die Gesteinsoberfläche schon in den älteren geolog. Epochen eine besondere Steilheit aufwies; dagegen erfuhren die Schotterablagerungen der tieferen Lagen im Laufe der Zeit eine derartige Anhäufung, daß heute an vielen Stellen des Gebirges das harte Gestein unter einer mächtigen Decke von Schutt und Gesteinstrümmern begraben liegt. Dieses loses Gesteinsmaterial, für das vor mehreren Jahren George P. Merrill den Gesamtnamen »regolith« in die Wissenschaft eingeführt hat (vgl. dessen: »A treatise on rocks, rock-weathering and soils«. 1906. S. 287ff.), absorbiert, wenn der Erosion nicht ausgesetzt, große Mengen von Regenwasser, die es dann weiter den Flüssen zuführt, auf diese Weise die Flußläufe regulierend und Überflutungen verhindernd.

Nr. 74. Weed, Walter, H.: Geology and ore deposits of the Butte district, Montana. 4°. 1912. 262 S., 109 Fig., 2 geol. K. u. 39 Taf.

Der bis zum Schlusse des Jahres 1906 einen Gesamtwert von 650 Millionen Doll. in Kupfer, Gold und Silber produzierende Distrikt bildet eine zentrale Masse granitischer Gesteine, die in einem Areal von ca. 64 Meilen Länge und 12—16 Meilen Breite anstehen. Sie sind umgeben von überkippten und gefalteten Sedimentbildungen, deren Flanken von Granit abgetrennt werden. Überbleibsel einer

früheren Decke dunkelfarbiger Andesite finden sich im nördl. Teil der Granitregion, und ausgedehnte Areale derselben Gesteine bilden Gebirgsmassen, die den Granitkern im O., N. und W. flankieren, auf diese Weise den sedimentären Kontakt in diesem Gebiet verdeckend. Die andesitischen Gesteine sind teils intrusiver Art, teils eruptive Laven oder vulkanische Trümmergesteine. Der Granit selbst enthält zahlreiche Einschlüsse und Gänge von weißem Aplit, stellenweise turmalinhaltig, die als eine spätere kieselige Phase des Granits angesprochen werden. Alle älteren Gesteine, einschließlich der sedimentären Kalksteine usw., sind von rhyolitischen Gängen durchsetzt und von mächtigen Ansammlungen fragmentaler rhyolitischer Gesteine und Lavaströme überdeckt. Bildung von Erzgängen gingen dieser späteren vulkanischen Periode voraus, und noch heute ist in einigen Teilen des Distrikts aktive Tätigkeit bemerkbar. Im nordöstl. Teil der Granitregion sind Quarzgänge, gewöhnlich taub, viel verbreitet und bilden, meist von außergewöhnlicher Größe, die Kammlinien hoher Gebirgszüge. Die tieferen, älteren Täler des Distrikts sind von alluvialen Bildungen und solchen von früheren Seen herrührend erfüllt, die hauptsächlich aus rhyolitischem, vulkanischem Staub bestehen und aus Material, das während der Rhyoliteruption an den Gebirgshängen hinabglitt. Es ist eine bekannte Tatsache, daß am Schlusse der Kreidezeit ein großer Teil des Staates Montana der Schauplatz einer überaus heftigen vulkanischen Tätigkeit war. Seit jener Zeit scheinen geologische Veränderungen größeren Stils nicht mehr stattgefunden zu haben. Während der späteren Glazialzeit waren die höheren Gipfel der Ketten von Eis stellenweise bedeckt, die die Moränen bildeten, die heute in den Gebirgen östl. von Elk Park und an anderen Stellen sich finden. — Das Werk ersetzt das im Jahre 1897 erschienene Folio Nr. 38 Butte Special, des Geologic Atlas.

Nr. 77. Boutwell, J. M.: Geology and ore deposits of the Park City district, Utah, with contributions by L. H. Woolsey. 4°. 1912. 241 S., 18 Fig., 42 Taf. u. 2 K.

Der im nördlich-zentralen Teil von Utah am Ostabhang der Wasatch Range in einer Meereshöhe von 2400 m liegende Erzdistrikt ist seit 1869 bekannt und war zugleich der erste, der nach Überwindung der von den Mormonen jedem Erzsucher in den Weg gelegten Schwierigkeiten, sich bis in die Gegenwart, reiche Ausbeute bringend, erhalten hat. Die Geologie des Distrikts wurde bereits von den Geologen der 40th Parallel Expedition in Bd. I u. II des Gesamtwerkes geschildert, und das vorliegende Werk ist demzufolge als eine erweiterte, bzw. teilweise revidierte Darstellung nach dem heutigen Stand der Wissenschaft zu bezeichnen. — Die Erze gehören der Gruppe des Bleis, Zinks und Kupfers an. Gold wird nur in minimalen Mengen gefunden und lohnt den Abbau nicht. Die Erze treten sowohl als Gänge, als auch in Lagern auf; die letzteren bilden metasomatische Lagerstätten in Schichten des Oberen und Permo-Carbons und sind häufig mit Porphyr vergesellschaftet. Die Gänge führen Silber oder Blei, mit oder ohne Zink, sowie Kupfer oder Gold mit geringen Mengen von Silber, während die metasomatischen Lagerstätten der Kalksteine hauptsächlich Silber und Blei enthalten.

b) Bulletins.

Nr. 431. Campbell, M. R. Contributions to economic geology (short papers and preliminary reports) 1909. Part II. Mineral fuels. 1911. 254 S., 12 Taf.

Enthält die folgenden Einzelabhandlungen:

a) Petroleum und Naturgas. — Natural gas in North Dakota, by A. G. Leonard; The San Juan oil field, San Juan County, Utah, by H. E. Gregory; Gas and oil prospects near Vale, Oreg., and Payette, Idaho, by C. W. Washburne; Gas prospects in Harney Valley, Oregon, by C. W. Washburne; Preliminary report on the geology and the oil prospects of the Cantua-Panoche region, California, by Robert Anderson.

b) Steinkohle und Braunkohle. — The southern part of the Cahaba coal field, Alabama, by CHARLES BUTTS; The Powell Mountain coal field, Scott and Wise counties, Va., by M. R. CAMPBELL and E. G. WOODRUFF; The eastern part of the Bull Mountain coal field, Montana, by C. T. LUPTON; Preliminary report on the Coos Bay coal field, Oregon, by J. S. DILLER and M. A. PISHEL; The Black Mesa coal field, Arizona, by M. R. CAMPBELL and H. E. GREGORY; Coal deposits near Pinedale, Navajo County, Ariz., by A. C. VEATCH; Coal in San Benito County, Cal., by M. R. CAMPBELL.

Nr. 466. MARSHALL, R. B. Retracement of the boundary line between Idaho and Washington from the junction of Snake and Clearwater rivers northward to the international boundary. 1911. 39 S., 7 Taf.

Nr. 470. HAYES, C. W. u. LINDGREN, W.: Contributions to economic geology (short papers and preliminary reports). 1910. Part I. Metals and nonmetals, except fuels. 1911. 558 S., 17 Taf.

Enthält die folgenden Einzelabhandlungen:

a) Phosphates in Montana, by H. S. GALE.

b) Gold und Silber. — The auriferous gravels of the Trinity River basin, California, by J. S. DILLER; The economic geology of Carson camp, Hinsdale County, Colo., by E. S. LARSEN; Geology and mineralization of the upper St. Joe River basin, Idaho, by J. T. PARDEE; Gold-bearing ground moraine in northwestern Montana, by F. C. SCHRADER; Geologic relation of ore deposits in the Elkhorn Mountains, Montana, by R. W. STONE; Notes on the economic geology of the Ramsey, Talapoosa, and White Horse mining districts, in Lyon and Washoe Counties, Nev., by J. M. HILL; The ore deposits near Pinos Altos, N. Mex., by SIDNEY PAIGE.

c) Kupfer. — Metalliferous ore deposits near the Burro Mountains, Grant County, N. Mex., by SIDNEY PAIGE; Preliminary report on the mineral deposits of Ducktown Tenn., by. W. H. EMMONS and F. B. LANEY.

d) Blei und Zink. — Notes on lead and copper deposits in the Bear River range, Idaho and Utah, by R. W. RICHARDS; Lead and zinc deposits in the Metaline mining district, northwestern Washington, by HOWLAND BANCROFT.

e) Seltene Metalle. — The arsenic deposits at Brinton, Va., by F. L. HESS.

f) Eisen und Mangan. — Iron ores in the Montevallo-Columbiana region, Alabama, by CHARLES BUTTS.

g) Baumaterialien. — Variegated marble southeast of Calera, Shelby County, Ala., by CHARLES BUTTS; Supplementary notes on the granites of Massachusetts, by T N. DALE; Clay near Calhan, El Paso County, Colo., by G. B. RICHARDSON; Clay resources of the Murphysboro quadrangle, Illinois, by E. W. SHAW; Notes on some clays from Texas, by ALEXANDER DEUSSEN; Gypsum deposits in Eagle County, Colo., by E. F. BURCHARD.

i) Mineralfarben. — Paint shales of Pennsylvania, by B. L. MÜLLER.

j) Schwefel und Schwefelkies. — Sulphur deposits near Soda Springs, Idaho, by R. W. RICHARDS and J. H. BRIDGES.

k) Verschiedene Produkte der Nichtmetalle. — The types, modes of occurrence, and important deposits of asbestos in the United States, by J. S. DILLER; Dolomite for flux in the vicinity of Montevallo, Shelby County, Ala., by CHARLES BUTTS; Graphite near Dillon, Mont., by A. N. WINCHELL; Fluorspar near Deming, N. Mex., by N. H. DARTON and E. F. BURCHARD.

Nr. 471. CAMPBELL, M. R.: Contributions to economic geology (short papers and preliminary reports) 1910. Part II. Mineral fuels. 1912. 663 S., 15 Fig., 62 Taf.

Enthält die folgenden Einzelabhandlungen:

Petroleum und Naturgas.—(*a*) The Campton oil pool, Kentucky, by M. J. MUNN; Oil and gas development in Knox County, Ky., by M. J. MUNN; The Fayette gas field, Alabama, by M. J. MUNN; The Powder River oil field, Wyoming, by C. H. WEGEMANN; Geology of the San Juan oil field, Utah, by E. G. WOODRUFF;

Marsh gas along Grand River near Moab, Utah, by E. G. Woodruff; Notes on the geology and possible oil resources of the south end of the San Joaquin Valley, Cal., by Robert Anderson. Stock exhausted, but reprinted in five separate pamphlets, numbered 471-A-1 to 471-A-5, each containing the papers relating to a single State (1, Kentucky; 2, Alabama; 3, Wyoming; 4, Utah; 5, California).

Steinkohle und Braunkohle. — (*b*) Coal on Dan River, N. C., by R. W. Stone; (*c*) Lignite in the Fort Berthold Indian Reservation, N. Dak., north of Missouri River, by M. A. Pishel; (*d*) Geology of certain lignite fields in eastern Montana, by W. R. Calvert; The Baker lignite field, Custer County, Mont., by C. F. Bowen; The Terry lignite field, Custer County, Mont., by F. A. Herald; The Glendive lignite field, Dawson County, Mont., by J. H. Hance; The Sidney lignite field, Dawson County, Mont., by Eugene Stebinger; The Culbertson lignite field, Valley County, Mont., by A. L. Beekly; (*e*) The Southern extension of the Milk River coal field, Chouteau County, Mont., by L. J. Pepperberg; The Livingston and Trail Creek coal fields, Park, Gallatin, and Sweetgrass counties, Mont., by W. R. Calvert; The Electric coal field, Park County, Mont., by W. R. Calvert; (*f*) The Little Powder River coal field, Campbell County, Wyo., by J. A. Davis; The Sussex coal field, Johnson, Natrona, and Converse counties, Wyo., by C. H. Wegemann; The Lost Spring coal field, Converse County, Wyo., by D. E. Winchester; (*g*) Coal fields of the Wind River region, Fremont and Natrona counties, Wyo., by E. G. Woodruff and D. E. Winchester; (*h*) The coal resources of Gunnison Valley, Mesa and Delta counties, Colo., by E. G. Woodruff; The Tijeras coal field, Bernalillo County, N. Mex., by W. T. Lee; (*i*) The Deep Creek district of the Vernal coal field, Uinta County, Utah, by C. T. Lupton; The Blacktail (Tabby) Mountain coal field, Wasatch County, Utah, by C. T. Lupton; (*j*) Miscellaneous analyses of coal samples from various fields of the United States.

Nr. 483. Darton, N. H.: Economic geology of Richmond, Va., and vicinity. 1911. 48 S., 9 Taf. u. 1 geol. K.

Das wichtigste Produkt des Distrikts ist ein massiver, hellgrauer Granit, der nach Ansicht des Verf. einen von N. nach S. sich erstreckenden Batholit darstellt. Er wird im W. von triassischen Schichten überlagert und unterliegt der Coastal Plain bis auf eine unbestimmte Entfernung im O. Sein Kontakt mit älteren Gesteinen wurde nicht studiert, so daß eine definitive Altersbestimmung unmöglich ist. Feuerfester Ton und Formsand werden als Nebenprodukte ausgebeutet.

Nr. 484. Dale, T. U., u. Gregory, H. E.: The granites of Connecticut. 1911. 137 S., 7 Taf.

Nr. 485. Martin, G. C., u. Katz, F. J.: A geologic reconnaissance of the Iliamna region, Alaska.

Wird in einem Sammelreferat über Alaska näher besprochen werden.

Nr. 486 Results of spirit leveling in Colorado, 1896 to 1910, incl. R. B. Marshall. 1911. 106 S., 1 Taf.

Nr. 487. Results of spirit leveling in Idaho, 1896 to 1909, incl. R. B. Marshall, 911. 46 S., 1 Taf.

Nr. 488. Results of spirit leveling in Nevada, 1897 to 1909, incl. R. B. Marshall, 1911. 28 S., 1 Taf.

Nr. 489. Results of spirit leveling in Utah, 1897 to 1910. 1911. 38 S., 1 Taf.

Nr. 490. Schaller, W. F. Mineralogical notes. I. 1911. 109 S.

Enthält Analysen der seltenen Minerale Hulsit, Paigeit, Jamesonit, Warrenit Ludwigit von Montana, Bismit von Nevada, Axinit von California u. a.

Nr. 491. Clarke, F. W. The data of geochemistry. Second edition. 1911. 782 S.

Dieses im Jahre 1908 als Bulletin 330 der Survey in erster Auflage erschienene grundlegende Werk ist in der 2. Auflage revidiert und berücksichtigt die neuesten Ergebnisse der Geochemie.

Nr. 492. Loughlin, G. F.: The gabbros and associated rocks of Preston, Conn. 1912. 158 S., 14 Taf. u. K.

Nr. 493. Results of spirit leveling in Illinois, 1909 and 1910. R. B. Marshall. 1911. 115 S., 1 Taf.

Nr. 494. Fuller, M. L.: The New Madrid earthquake. 1912. 119 S., 10 Taf.

Das am 16. Dezember 1811 im zentralen Mississippi-Tal einsetzende Erdbeben währte fast ununterbrochen ein volles Jahrhundert, und noch heute stattfindende Erschütterungen des Bodens beweisen, daß die seismischen Kräfte noch nicht zur Ruhe gekommen sind. Mit vulkanischen Kräften hat das Beben nichts gemein, es ist vielmehr ausschließlich auf tektonische Vorgänge zurückzuführen. Dislokationsstörungen in den unterliegenden, harten, paläozoischen Gesteinen sind in erster Linie für das Beben verantwortlich zu machen. Das Schüttergebiet schließt ein Areal ein, das sich vom südöstl. Missouri bis zur Breite von Memphis und vom St. Francis River im W. bis zu den Chicksaw Bluffs im O. erstreckt; es reicht nicht über das von weichen Sedimenten bedeckte Gebiet hinaus, was der Fall sein müßte, wenn das Hypozentrum in den harten Gesteinen außerhalb des genannten Areals gelegen hätte. Genauer gesprochen liegt das Hypozentrum in einer NO.-SW.-Linie, die von einem Punkt westl. von New Madrid bis zu einem wenige Meilen nördl. von Parkin, Ark., gelegenen Punkt zieht. Das Beben ist einerseits mit Faltungen und Verwerfungen, andererseits mit Depressionen und Schrumpfungen der Erdrinde in Zusammenhang zu bringen. Aufwölbungen an einigen Stellen sind als Begleiterscheinungen des Bebens aufzufassen.

Nr. 495. Bibliography of North American geology for 1910, with subject index. 1911. 179 S.

Nr. 496. Results of triangulation and primary traverse for the years 1909 and 1910. R. B. Marshall. 1912. 392 S., 2 Taf.

Nr. 497. Schrader, F. C. A reconnaissance of the Jarbidge, Contact, and Elk Mountain mining district, Elks County, Nev. 1912. 162 S., 26 Taf. u. K.

Der vom 41°37′ n. Br. im S. und vom 42° n. B. an der Idaho-Staatsgrenze im N. und zwischen dem 114°30′—115°30′ w. L. liegende Distrikt ist erst seit dem Jahre 1909 bekannt. Gefaltete und erodierte Sedimente des Paläozoicums, durchsetzt von granit-batholitischen Massen und Gängen, auf denen tertiäre Laven, marine Sedimente und quaternäre Trümmer lagern, bilden das Hauptgesteinsmaterial des Gebiets, dessen bedeutender Erzreichtum hauptsächlich in Gold und Silber besteht, die in Gängen und Lagern auftreten, und deren Bildung von der Kreide bis zum späteren Miocän reicht.

Nr. 498. Moffit, F. H. Headwater regions of Gulkana and Susitna rivers, Alaska, with accounts of the Valdez Creek and Chistochina placer districts. 1912. 82 S., 10 Taf. u. K.

Wird in einem Sammelreferat über Alaska näher besprochen werden.

Nr. 499. Stone, R. W.: Coal near the Black Hills, Wyoming-South Dakota. 1912. 66 S., 7 Taf.

Die an verschiedenen Stellen in South Dakota und Wyoming abgebaute Kohle ist ein bituminöser Koks und tritt in Linsen an oder nahe der Basis des zur Unteren Kreide gehörigen, mit dem Dakotasandstein verwandten Lakotasandstein auf.

Nr. 500. Martin, G. C., u. Katz, F. J.: Geology and coal fields of the lower Matanuska Valley, Alaska. 1912. 98 S., 19 Taf. u. K.

Nr. 504. Knopf, A. The Sitka Mining District. 1912. 32 S., 1 Taf.

Werden in einem Sammelreferat über Alaska näher besprochen werden.

Nr. 505. Mining laws of Australia and New Zealand, by A. C. Veatch, with a preface by Walter L. Fischer, Secretary of the Interior. 1911. 180 S.

Nr. 506. Udden, J. A.: Geology and mineral resources of the Peoria quadrangle, Ill. 1912. 103 S., 9 Taf. u. K.

Der von dem Illinois River diagonal geschnittene Distrikt ist eine Hochebene, die auf der W.-Seite des Flusses durch das Tal des Kickapoo Creek in zwei Teile

geteilt wird. Der nordöstl. Teil besteht in der Hauptsache aus einer Moräne, die längs des Tales des Illinois River hinzieht und nördl. von Peoria, in Bluffs von fast 100 m Höhe endigt. Die Bluffs östl. von Kickapoo Creek sind stark gegliedert und weisen mehrere Biegungen auf, die offenbar auf frühere Flußmäander zurückzuführen sind. Die gegenwärtige Topographie des Gebiets rührt von den letzten Stadien der Wisconsin-Eisinvasion her. Kohlenflöze treten in den Gesteinen des Pennsylvanian (Oberes Carbon) auf und werden seit langem abgebaut.

Nr. 507. Hill, J. M.: The mining districts of the western United States, with a geologic introduction by Waldemar Lindgren. 1912. 309 S., 16 K.

Das Bulletin ist ein nach Staaten, Counties und Erzdistrikten alphabetisch geordneter Katalog der sämtlichen Erzlagerstätten westl. des 103. Meridians. 14 Karten im Maßstab 1 : 2 500 000 (40 Meilen = 1 Zoll) zeigen die jeweiligen Erzvorkommen. In der Einleitung gibt der Chefgeologe der Survey, Waldemar Lindgren, einen summarischen Überblick über die Geologie des in Rede stehenden Gebiets, sowie einen ebensolchen (nach Staaten geordnet) über die geologische Position der Erzlagerstätten. Das Werk ist für jeden Geologen und Bergingenieur, insofern sie sich über den Stand des Wissens in bezug auf die Erzgrubendistrikte des westl. Nordamerika unterrichten wollen, von höchster Wichtigkeit. Bei jedem Erzdistrikt ist die hierüber veröffentlichte Literatur angegeben.

Nr. 508. Kindle, E. M.: The Onondaga fauna of the Allegheny region. 1912. 144 S., 13 Lichtdrucktaf.

Der dem Devon zugehörende Onondaga-Kalkstein tritt besonders gut aufgeschlossen in einer Zone zutage, die sich diagonal durch den zentralen Teil des Staates New York erstreckt. Er ist stark fossilführend. Die Fauna erscheint in unter dem Lake Erie sich fortsetzenden Gesteinen derselben lithologischen Facies im nördl. und zentralen Ohio wieder und erstreckt sich von da westl. bis Louisville. Der westlichste Punkt des Vorkommens der Fauna ist bei Bake Oven im südwestl. Illinois. In südlicher Richtung tritt die Fauna überall da auf, wo Onondaga-Kalkstein sich findet. Sie hat Vertreter unter Coelenteraten, Brachiopoden, Pelecypoden, Gastropoden, Pteropoden, Trilobiten und Ostracoden.

Nr. 509. Schaller, W. T. Mineralogical notes. Series 2. 1912. 115 S., 1 Taf.

Enthält Analysen von Mineralien der Rutilgruppe, sowie anderer seltener Species.

Nr. 511. Butler, B. S., u. Gale, H. S. Alunite, a newly discovered deposit near Marysvale, Utah. 1912. 64 S., 3 Taf.

Die im Jahre 1911 entdeckte Lagerstätte von Alunit liegt nahe dem Anfang des Little Cottonwood Canyon, ca. 7 Meilen südwestl. von Marysvale, Piute County, Utah, in der Tushar Range in 3700 m Meereshöhe oder 1350 m über dem Orte Marysvale. Das Ausgehende der Lagerstätte tritt nahe dem Gipfel des Höhenzugs zutage, der den North Fork des Little Cottonwood Creek von den Hauptabzweigungen des Canyons gleichen Namens trennt. Das Bull. gibt eine ausführliche Schilderung der Genesis der Lagerstätte unter vergleichender Bezugnahme auf ähnliche Vorkommen in anderen Teilen der Ver. St. und außerhalb derselben, wie in Tolfa (Italien), Neusüdwales u. a. O.

Nr. 512. Schultz, A. R., u. Cross, A. Potash-bearing rocks of the Leucite Hills, Sweetwater County, Wyoming. 1912. 39 S., 9 Fig. u. 1 K.

Leucithaltiges Gestein wurde bereits von der 40. Parallel-Expedition unter King (1867—1873) nordwestl. von Point of Rocks, Wyo., in den Leucit Hills gefunden. Das Bull. gibt jetzt genauere Daten unter besonderer Berücksichtigung der geolog. Position und Genesis der Lagerstätten.

Nr. 513. Bagg jr., R. M. Pliocene and pleistocene foraminifera from southern California. 1912. 153 S., 3 Fig., u. 28 Lichtdrucktaf.

Die pliocänen Fossilien entstammen den gelblichen und tonigen Sanden von Timms Point, San Pedro, Cal., die pleistocänen den grauen Sandsteinen von von Santa Barbara, Cal., die in ihren unteren Teilen verhärtet sind, und über denen kalkige Schotter und Sande lagern. Die pleistocänen Fossilien sind typisch

für solche Ablagerungen, die während einer sehr niederen Temperatur erfolgten, und Bagg bringt sie mit den arktischen Süßwasserablagerungen des englischen Pleistocän in Korrelation. Bryozoen sind sowohl in den pliocänen wie in den pleistocänen Schichten von Santa Barbara im Vorherrschen. Wichtig ist die vom Verf. betonte Tatsache, daß keine Foraminiferen-Spezies vor dem Mississippian (Unteres Carbon) als Gesteinsbildner auftreten. »Als Gruppe betrachtet, müssen sich die Foraminiferen schon früh entwickelt haben, aber die während eines großen Teils der Cambrischen Periode vorherrschenden seichten Wasserbecken, sowie die mannigfachen Veränderungen in Meer und Land während des Frühpaläozoicums, die in einem Vorschreiten und Zurückweichen der epikontinentalen Meere begründet sind und jedenfalls die Temperatur des Meeres beeinflußten, mußten klimatische und bathymetrische Bedingungen erzeugen, die der Entwicklung der Foraminiferen nicht günstig gewesen sein konnten. Aus diesen Gründen konnte erst im Unteren Carbon, als das Meer sich vertiefte, ihre Entwicklung kräftiger fortschreiten. Das Fehlen dieser Fossilien in Sedimenten der Prä-Mississippian-Ablagerungen ist im weiteren teilweise auch in ihrer zarten Schalenstruktur und in ihrer mikroskopischen Kleinheit mitbegründet. Die ursprünglichen Typen der Foraminiferen werden größeren und stärkeren Arten in späteren Epochen gewichen sein und sind als das Resultat eines größeren Druckes, der mit der zunehmenden Tiefe des Ozeans wuchs, aufzufassen.«

Nr. 514. Results of spirit leveling in New York, 1906 to 1911, incl. R. B. Marshall. 1912. 139 S., 1 Taf.

Nr. 515. Results of spirit leveling in Pennsylvania, 1899 to 1911, incl. R. B. Marshall. 1912. 139 S., 1 Taf.

Nr. 515. Results of spirit leveling in Pennsylvania, 1899 to 1911, incl. R. B. Marshall. 1912. 163 S., 1 Taf.

Nr. 516. Results of spirit leveling in Florida, 1911. R. B. Marshall. 25 S., 1 Taf.

Nr. 517. Results of spirit leveling in Alabama, 1911. R. B. Marshall. 1912. 38 S., 1 Taf.

Nr. 518. Results of spirit leveling in Ohio, 1911. R. B. Marshall. 1912. 108 S., 1 Taf.

Nr. 519. Results of spirit leveling in Tennessee, 1910 and 1911. R. B. Marshall. 1912. 45 S., 1 Taf.

Nr. 520. Brooks, A. H., and others. Mineral resources of Alaska (report on progress of investigations in 1911). 1912. 352 S., 15 K.

Wird in einem Sammelreferat über Alaska näher besprochen werden. Das Bull. enthält die nachfolgenden Einzelabteilungen:

a) Preface, by A. H. Brooks; Administrative report, by A. H. Brooks; The mining industry in 1911, by A. H. Brooks; Railway routes from the Pacific seaboard to Fairbanks, by A. H. Brooks; b) Tin resources of Alaska, by F. L. Hess; c) The Taral and Bremner River districts, by F. H. Moffit; The Chitina copper district, by F. H. Moffit; d) Gold deposits near Valdez, by A. H. Brooks; e) Gold deposits of the Seward-Sunrise region, Kenai Peninsula, by B. L. Johnson; f) Gold placers of the Yentna district, by S. R. Capps; g) Gold placers between Woodchopper and Fourth of July Creeks, upper Yukon River, by L. M. Prindle and J. B. Mertie; h) Placer mining in the Fortymile and Seventymile River districts, by E. A. Porter; Water supply of the Fortymile, Seventymile, and Eagle districts, by E. A. Porter; Water supply of the Fairbanks, Salchaket, and Circle districts, by C. E. Ellsworth; i) The Rampart and Hot Springs regions, by H. M. Eakin; f) The Ruby Placer district, by A. G. Maddren; k) Geologic investigations along the Canada-Alaska boundary, by A. G. Maddren; l) The Alatna-Noatak region, by P. S. Smith; m) Notes on mining in Seward Peninsula, by P. S. Smith.

(Die fehlenden Nummern sind noch nicht erschienen.)

c) Water supply papers.

(Von diesen Veröffentlichungen sind im nachstehenden nur jene genannt, die ein geologisches Interesse beanspruchen.)

Nr. 278. Johnson, H. R.: Water resources of Antelope Valley, Cal. 1911. 92 S., 7 Taf.

Nr. 279. Barrows, H. K., u. Babb, C. C.: Water resources of the Penobscot River basin, Me. 1912. 285 S., 19 Taf.

Nr. 294. Lee, C. H.: An intensive study of the water resources of a part of Owens Valley, Cal. 1912. 135 S., 30 Taf.

Folios des Geologischen Atlas der Vereinigten Staaten.

Lfde. No.	Name des Folios	Staat.	Geograph. Position	Areal in Quadr.-meilen	Verfasser	In dem Areal des Folios vorkommende Mineral- etc. Produkte; die wichtigsten gesperrt gedruckt	Bemerkungen
173	Laramie-Sherman. 17 S. Text, 3 Fig., 1 K., 1 Taf.	Wyo.	41°—41° 30′ n. Br. 105°—106° w. L.	1797	Darton, N. H., Blackwelder, E., Siebenthal, C. E.	Gips, Bentonit, Glaubersalz, vulkan. Asche, Kohle, Cement. Kalk, Bausteine, Kupfer, Grundwasser.	Umfaßt einen Teil der Laramie-Mtns., die die nördl. Fortsetzung der Front Range der Rocky Mtns. bilden.
179	Pawpaw-Hancock. 24 S. Text, 11 Fig., 6 K., 2 Taf.	Md.-W. Virg.-Pennsylv.	39° 30′—39° 45 n. Br. 78°—78° 30′ w. L.	460	Stose, G. W. u. Swartz, Ch. K.	Glassand, Bausand, Cement, Kalkstein, Kohle, Eisen, Straßenbaumaterial, feuerfeste Tone.	Umfaßt d. zwischen dem Allegheny Plateau und der N. Grenze v. Maryland liegenden Distrikt der Appalachen-Provinz.
180	Claysville. 14 S. Text, 10 Fig., 4 K.	Penn.	40°—40° 15′ n. Br. 80° 15′—80° 30′ w. L.	228	Munn, M. J.	Öl, Naturgas, Kalk. Baumaterialien.	Bildet einen Teil der Appalachen Provinz.
181	Bismarck. 8 S. Text, 2 K.	N. Dak.	46° 30′—47° n. Br. 100° 30′—101° w. L.	820	Leonard, A. S.	Kohle, Ton, Bausteine.	Bildet einen Teil der Great Plains Provinz, der nahe der östl. Grenze der sog. Glaciated Plains Prov. liegt, die einen Teil der Prärie Tafel des Ob. Mississippi Valley bildet.
182	Choptank. 8 S. Text, 2 K., 3 Fig.	Md.	38° 30′—39° n. Br. 76°—76° 30° w. L.	931	Miller, B. L.	Ton, Sand, Schotter, Baumat., Diatomeenerde, Eisen, artes. Wasser.	Bildet einen Teil der Atlantic Coastal Plain.
183	Llano Burnet 16 S. Text, 6 Taf.	Tex.	30° 30—31° n. Br. 98° —99° w. L.	2050	Paige, S.	Bausteine, Edelerden, Eisen, Gold, Graphit, Serpentin, Talk, Zink, Blei, Schwefelkies.	Ergänzt d. Abhandlungen im 18. Ann. Rep. part 2 d. Sry. u. 21. Ann. Rep. part 7.
186	Apishapa. 12 S. Text, 20 Fig., 3 K., 1 kl. Taf.	Colo.	37° 30′—38° n. Br. 104°—104° 30′ w. L.	472	Stose, G. W.	Feuerf. Ton, Baryt, Bausteine, Schotter, artes. Wasser.	Ergänzt den von Folio 36 (Pueblo), Nepesta (135), Elmoro (58), Walsenburg (68) u. Spanish Peaks (71) eingeschlossenen Distrikt der Great Plains.

Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereines. Neue Folge. Bd. 2. Jahrgang 1912. Heft 3. (Mit dem Bericht über die 45. Versammlung zu Rheinfelden am 9. April 1912.) Mit einer Karte und 7 Abbildungen. In Kommission bei der E. Schweizerbartschen Verlagsbuchhandlung Nägele u. Dr. Sproesser. Stuttgart 1912. Preis für Nichtmitglieder ℳ 1.50. Das Heft hat den folgenden Inhalt:

A. Häberle, D., und Salomon, W., Bericht über die 45. Tagung zu Rheinfelden vom 9.—13. April 1912.

B. Aufsätze:

Dietrich, W. O., Zur Entstehungsgeschichte des oberen Donautales von Tuttlingen bis Scheer.

Haupt, O., Mitteilungen über wichtige Funde aus dem Oberrheingebiet.

Weigelin, M., Hauptsteinmergel und Gansinger Horizont in der Umgegend von Basel. Mit einer Abbildung.

Förster, B., Die geologischen Verhältnisse der Kalisalzlager im Oberelsaß.

Häberle, D., Über einen durch Blitzschlag verursachten Felsabsturz im Mittelgebirge. Mit einer Abbildung.

Scheibener, E., Die Schieferkohlen von Mörswil. Mit einer Karte und 6 Abbildungen.

Salomon, W., Angebliche Faltung im Buntsandstein.

Der Bericht über die Tagung enthält eine Ansprache von C. Schmidt (Basel), die eine lehrreiche und anziehende Darstellung der geologischen Forschungsgeschichte der Rheinfelder Gegend bringt. Dietrich wendet sich hauptsächlich gegen die im ersten Heft desselben Jahrgangs erschienene Arbeit von J. Schad. Haupt bespricht kurz den Fund sehr zahlreicher Skeletteile eines Individuums von *Mastodon longirostris* Kp. in den unterpliocänen Dinotheriensanden von Esselborn in Rheinhessen. Außerdem zeigt er, daß die bisher für Untermiocän gehaltenen sogenannten Blätterkohlen von Messel im Odenwald in das obere Mitteleocän gehören, zum Teil allerdings auch noch etwas jünger sein können. Weigelin fand in dem bekannten Keuperaufschluß an der »Neuen Welt« bei Basel *Myophoria vestita*, *Avicula gansirgensis*, eine *Pseudocorbula* und undeutliche Gastropoden, die zusammengenommen beweisen, daß der obere Teil der dort über dem Schilfsandstein liegenden Dolomite dem Gansinger Horizont entsprechen. Daraus ergeben sich interessante Schlußfolgerungen über die Parallelisierung des linksrheinischen Keupers mit dem schwäbischen, badischen und fränkischen Keuper.

Die Abhandlung von Förster ist eine bequeme kurze Übersicht über die Geologie der elsässischen Kalilager. Häberle beschreibt eine interessante Felsabsprengung durch Blitzschlag; und Scheibener schildert eingehend und unter Beigabe von Karten und Profilen die geologischen Verhältnisse der Schieferkohlen von Mörswil in der Schweiz. Auch er kommt zu dem Ergebnis, daß es sich um interglaziale, zwischen zwei Moränen gelegene Bildungen handelt. Salomon möchte eine von Leppla und Diru beschriebene Faltung im Buntsandstein der Pfalz auf Gekriech und nicht auf Gebirgsdruck zurückführen.

Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereines. Neue Folge. Bd. 3. Jahrgang 1913. Heft 1. Mit Programm und Führer für die am 25. März 1913 zu Frankfurt a. M. stattfindende 46. Versammlung. Mit 10 Taf. und 15 Textfiguren. In Kommission bei der E. Schweizerbartschen Verlagsbuchhandlung Nägele d. Dr. Sproesser. Stuttgart 1913. Preis für Nichtmitglieder 5 ℳ. Das Heft enthält außer dem Programm für die diesjährige Hauptversammlung auch den Führer mit den folgenden Aufsätzen, die zusammen ein gutes Bild vom geologischen Bau der Frankfurter Gegend geben. Drevermann, Fr., Exkursion nach dem Heßler bei Wiesbaden; Drevermann, Fr., Vorwort zu den drei Diluvial-Exkursionen; Klemm, G., Exkursion in das Maindiluvium bei Isenburg, Kelsterbach, Höchst; Steuer, A., Exkursion in das Diluvium bei Worms und Pfeddersh-

heim. Mit 2 Abbildungen und Tafel I; Drevermann, Fr., Exkursion in das Diluvium des Taunusvorlandes; Schlossmacher, K., Exkursion in die älteren Taunusgesteine; Schneiderhöhn, Hans, Die hydatogenen Quarzgänge des Taunus. Mit 1 Abbildung; Fischer, K. und Wenz, W., Exkursion nach Rheinhessen. (Sulzheim, Wißberg, St. Johann, Ingelheim.) Mit 2 Abbildungen und Tafel II.

Außerdem bringt es eine größere Anzahl selbständiger Arbeiten: Fischer, K., Urgeschichte und Geschichte des Geländes um das Museum der Senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft an der Viktoriaallee zu Frankfurt a. M. Mit 4 Abbildungen. In diesem Aufsatz werden in sehr dankenswerter Weise die Ergebnisse zahlreicher Grabungen und anderer vorübergehender Aufschlüsse zu einem Bilde von der Zusammensetzung und dem Bau des Untergrundes des Senckenbergischen Museums in Frankfurt vereinigt, wo der Verein zu Ostern tagt.

W. Spitz teilt einen »Versuch eines Schemas zur Darstellung von Kluft- und Harnischbeobachtungen« (mit einer Textfigur und einer Tafel) mit (S. 48). Da durch die Arbeiten der Heidelberger Geologen gezeigt sein dürfte, daß die Untersuchung der Klüfte und Harnische mancherlei interessante Ergebnisse liefern kann, so verdient dieser eigenartige Versuch zur graphischen Darstellung der Beobachtungen entschieden Berücksichtigung. Es folgen zwei Arbeiten von Wurm: Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Säugetierfauna von Mauer a. d. Elsenz (bei Heidelberg) (S. 58, Taf. IV u. V) und: Über eine neuentdeckte Steppenfauna von Mauer a. d. Elsenz (bei Heidelberg) (S. 62, Taf. VI). Die erstere Arbeit gibt einen Auszug aus einer größeren, anderweitig erschienenen Abhandlung über *Rhinoceros etruscus* Falc. von Mauer, sowie die Beschreibung eines interessanten Cervidenrestes von demselben Fundort. In der zweiten Arbeit, der bereits eine kurze Darstellung in den Sitzungsber. d. Heidelberger Akademie vorausgegangen war, wird eine sehr formenreiche Fauna aus Fuchsbauten der jüngeren Lößzeit beschrieben. Es folgen: W. Kranz: Das Nördlinger Riesproblem III. (S. 79 m. Textfigur), W. Branca: Ein Wort über die Rieshypothesen (S. 87), K. Andrée: Über Anthracophrynus tuberculatus nov. gen. nov. spec. aus dem produktiven Carbon von Dudweiler im Saarrevier, nebst einer Liste der bisher im Carbon Deutschlands gefundenen Arachnoideenreste (S. 89 mit 2 Fig.), D. Häberle: Über traubige und zapfenförmige konkretionäre Bildungen im Buntsandstein (S. 94 mit 2 Textfig). (Beschreibung von Bildungen, die den Andréeschen Kegeln aus dem Buntsandstein ähnlich sind, aber eine ganz andere Entstehung haben). D. Geyer: Über einige Schnecken aus dem Diluvium und ihre Bedeutung für die Ermittlung des Klimas (S. 98, Taf. VII). (Enthält interessante Angaben über *Zonites acieformis*, *Hygromia suberecta*, *Pupa parcedentata* und *genesii*). G. Rüetschi: Das Erdbeben vom 16. November 1911 am Unter(Boden-)see und die Schollenbewegung des Seerückens und des Schienerberges (S. 113—143, Taff. VIII—X). (Beschreibung zahlreicher wichtiger Einzelbeobachtungen über das Erdbeben, insbesondere über Intensität und Richtung der Stöße. Lehrreiche Übersichtskärtchen). Sal.

Häberle, D., **Der Pfälzerwald.** Ein Beitrag zur Landeskunde der Rheinpfalz (Die Rheinlande in naturwissenschaftlichen und geographischen Einzeldarstellungen, herausgeg. v. C. Mordziol, Heft 3). VI u. 91 S. 50 Abb. 1 Karte. Braunschweig u. Berlin, George Westermann 1913. Preis kart. 1,65 *M*.

Das Büchlein enthält eine hübsche Übersicht des geologischen Aufbaues und eine ziemlich eingehende Darstellung der Oberflächenformen des Pfälzerwaldes, so daß es bei dem Mangel einer kurzen geologischen Monographie des Gebietes auch dem Fachmann recht willkommen sein wird. Es ist reich und gut illustriert und hat mit großer Sorgfalt die neueste Literatur verwertet. Da es seinem Zwecke entsprechend besondere Abschnitte auch den Gewässern, dem Klima, der Fauna und Flora, der Besiedelung, Bevölkerung, wirtschaftlichen Kultur und den Verkehrsverhält-

nissen widmet, so hat der als ausgezeichneter Kenner der Pfalz bekannte Verf. die Gelegenheit benutzt, den engen Zusammenhang zwischen den natürlichen und den wirtschaftlichen Verhältnissen in dankenswerter Weise zu behandeln. SAL.

R. LANG, **Geologische Charakterbilder**, herausgegeb. von H. STILLE. 14. Heft. **Der Nordrand der mittleren Schwäbischen Alb.** (1913. Bornträger in Berlin, 6 Tafeln mit Erläuterungen; 5,60 ℳ.)

Die soeben erschienene neueste Lieferung des Werkes umfaßt die folgenden, z. Teil sehr schönen Bilder: Vorland, Vorberge und Steilabfall der Reutlinger Alb; von der Albtafel abgetrennter Vorberg (Ursulaberg); Aufbau der Alb vom Braunen Jura β bis zum Weißen Jura δ; Weißjuraterrassen, beginnende Vorbergbildung; in die Albhochfläche eingenagtes Talende; Albhochfläche. — Der Text enthält eine geologische Schwarzkarte und ein überhöhtes Profil der Reutlinger Alb. SAL.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Herausgegeben von der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt 1913. Blatt Lüneburg II. Auflage. 1 Karte 1 : 25 000 und ein Heft Erläuterungen, 99 Seiten mit einer Karte 1 : 12 500. Preis 2 ℳ.

Die zweite Auflage des Blattes Lüneburg stellt eine nahezu vollständige Neuaufnahme dar, durch die nicht nur die Grenzlinien vielfache Veränderungen erfahren, sondern auch eine vollkommene Neugliederung des Quartärs ermöglicht wurde. Die weit überwiegende Mehrzahl der an der Oberfläche auftretenden Bildungen gehört nicht, wie in der ersten Auflage der Karte zum Ausdruck gebracht ist, der vorletzten, sondern der letzten Eiszeit an. Bildungen der vorletzten Eiszeit und des letzten Interglazials sind nur in künstlichen Aufschlüssen beobachtet. Letztere haben sowohl rücksichtlich der stratigraphischen Gliederung wie bezüglich der tektonischen Verhältnisse eine eingehende, durch zahlreiche Profildarstellungen unterstützte Beschreibung gefunden. Auch das vorquartäre Gebirge ist in der Erläuterung sehr eingehend behandelt, insbesondere haben seine Lagerungsverhältnisse eine durch ein Profil am unteren Rande der Karte unterstützte Darstellung erfahren. Außerdem ist der Erläuterung eine Karte des Stadtgebietes beigegeben, in welcher die Zechstein-, Trias- und Kreideschichten in ihrer bislang bekannten unterirdischen Verbreitung dargestellt sind.

V. Geologische Vereinigung.

Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen.

Von **G. Steinmann.**

Vortrag gehalten auf der Hauptversammlung der Geologischen Vereinigung zu Frankfurt am Main am 4. Januar 1913.

Unter den mannigfaltigen und schwierigen Problemen, die das Alpengebirge der Wissenschaft gestellt hat, ist die Frage nach dem Alter und der Bedeutung der granitischen Intrusionen auch heute noch mit am strittigsten. Selbst der gewaltige Fortschritt, den die Erkenntnis des Deckenbaus für alle Teile des Gebirges gezeitigt hat, ist nicht imstande gewesen, die weit auseinander weichenden Auffassungen einander zu nähern. Es verdient vielmehr bemerkt zu werden, wie scheinbar unabhängig voneinander diese beiden wichtigsten Seiten der Alpengeologie ent-

wickelt werden. Auch Vertreter der Deckentheorie, die das voralpine Alter vieler großer Granitmassen und ihre Verfrachtung durch den Deckenschub anerkennen, vertreten und befürworten ein jugendliches Alter für den Granit und die granitartigen Gneise sowohl in den autochthonen oder parautochthonen Massiven, als auch in den tauchenden Falten und in den Decken der zentralen Gebiete. Andere Forscher, und ihre Zahl ist nicht gering, erkennen dagegen in den eigentlichen Alpen (mit Ausschluß der sog. Dinariden) nur vereinzelte Vorkommnisse jüngerer Granite und Diorite entlang der Tonalelinie und z. T. nördlich derselben an (E. Suess).

Diese Verschiedenheiten der Auffassung gehen zum großen Teil zurück auf die gegensätzliche Deutung der regionalmetamorphen Gesteine, die in den mittleren und inneren Zonen des Gebirges eine so weite Verbreitung besitzen. Ihre Beurteilung spitzt sich zu auf die Frage, ob diese ausgedehnte Umwandlung auf Kosten der sichtbaren Granite zu setzen sei, ob sie vielleicht gar unsichtbaren Intrusionen in der Tiefe des Gebirges zugeschrieben werden könne, von denen wir nur angebliche Apophysen in der Form von Quarz- oder Kalkspat-Quarz-Albit-Epidotgängen in den Sedimenten beobachten, oder ob regional verbreitete Vorgänge dabei wirksam gewesen sind, wie Versenkung in größere Rindentiefe und Gebirgsdruck.

Will man in diesen Fragen klar sehen, so tut man gut, neben den Erfahrungen aus den Alpen selbst auch solche aus anderen Gebirgen von ähnlicher Entstehung und ähnlichem Alter zu Rate zu ziehen. Wir kennen zwar aus den Alpen zweifellos jüngere Granitintrusionen wie den Adamello u. a., und finden hier die Erscheinungen der Kontaktmetamorphose in typischer Weise ausgeprägt: Kalksilikatfelse an Carbonatgesteinen, Andalusit- und Cordieritbildung an Schiefern usw. Aber in weit großartigerem Maßstabe als in europäischen Gebirgen sind Granite, Granodiorite und Diorite tertiären Alters in den Kordilleren von Alaska bis nach Patagonien hin verbreitet. Sie lehren uns in mustergültiger Weise die Kontakterscheinungen innerhalb eines jüngeren Faltengebirges kennen; großartiger und deutlicher als dort sind sie wohl nirgend auf der Erde zu finden. Jeder einzelne Kontakthof der zahlreichen und vielfach ganz gewaltigen Intrusivkörper zeigt aber im Grunde nichts anderes, als was wir auch sonst von Granitkontakten kennen. Einerseits eine strenge örtliche Abhängigkeit der umgewandelten Gesteine vom Intrusivkörper und eine gesetzmäßige Abnahme des Grades der Umwandlung mit der Entfernung davon, also eine gebundene Metamorphose; andererseits die immer in gleicher Weise wiederkehrende Reihe von Umwandlungsprodukten in Schiefer- und Carbonatgesteinen, die wir aus den europäischen Mittelgebirgen und von zahlreichen anderen Gegenden hinlänglich kennen. Vergeblich suchen wir in der näheren oder weiteren Umgebung der Intrusivkörper nach Erscheinungen, die sich dem Regionalmetamorphismus der Alpen und ihrer Dependenzen an die Seite stellen ließen, mit anderem Worte nach einer ungebundenen Metamorphose.

Wer also danach die regionale Metamorphose in den Alpen auf sichtbare oder unsichtbare Intrusivkörper zurückführt, ist zu einer Erklärung darüber verpflichtet, warum dasselbe Magma zwei so wesentlich verschiedene Wirkungen ausüben kann. Verschiedene Erklärungsversuche sind hier möglich.

Man kann darauf verweisen, daß die ungewöhnlich starken Dislokationen in den Alpen die ursprünglich vorhandenen Kontaktprodukte verwischt und in solche von regionalmetamorphem Habitus verwandelt hätten. Dieser Deutung widersprechen aber manche Tatsachen. Echte Kontaktzonen aus voralpiner Zeit (d. h. vor der Hauptdislokation in den Alpen) haben die gewaltigen Wirkungen der Deckenschübe überdauert: die Wollastonitbildungen im Aarmassiv, die schmalen, aber typischen Kontaktzonen von mesozoischen Carbonatgesteinen am Serpentin am Longhinpaß in Südbünden sind inmitten stark regionalmetamorpher Sedimente erhalten geblieben; und diese Fälle stehen keineswegs vereinzelt da.

Zu wiederholten Malen ist versucht worden, die regionale Metamorphose hinzustellen als eine besondere Auslösung der Kontaktwirkung unter gleichzeitiger

Wirkung des Gebirgsdruckes. In diesem Falle denkt man sich die Intrusion mit der Faltung zeitlich zusammenfallend oder gar die Faltung als eine direkte Folgewirkung der Intrusion.

Daß in solchen Fällen das Intrusivgestein strukturell durch den Gebirgsdruck beeinflußt werden kann, soll keineswegs bestritten werden. Aber es ist in keiner Weise einzusehen, wieso die beiden bezeichnenden Begleiterscheinungen der Intrusion dabei aussetzen können, die Entstehung der bekannten Kontaktprodukte besonders an Carbonatgesteinen einerseits, und die gesetzmäßige örtliche Verknüpfung der Metamorphose mit dem Intrusivkörper andererseits. Und selbst wenn man zugeben wollte, daß die veränderten Verhältnisse, i. B. der erhöhte Druck, eine etwas abweichende Ausbildung der Kontaktprodukte ermöglicht hätten, so dürften doch die besonderen Mineralien dort nicht fehlen, wo Carbonatgesteine an den Intrusivkörper herantreten, und von der Forderung einer gebundenen und gesetzmäßig abgestuften Metamorphose kann unter keinen Umständen Abstand genommen werden, da ihr Fehlen sich nicht aus der Mitwirkung des Gebirgsdrucks erklären läßt.

Hiernach ist man wohl berechtigt, für die jüngeren Granite in den Alpen folgenden Standpunkt einzunehmen. Die diffuse, ungebundene Metamorphose an mesozoischen oder tertiären Sedimenten allein genügt nicht, um daraus auf ein jüngeres Alter der mit ihnen vergesellschafteten Granite zu schließen. Das ist nur dann zulässig, wenn echte Kontaktwirkungen an den Sedimenten festgestellt werden. Aus dieser weit verbreiteten Einsicht erklärt sich denn auch das eifrige Bemühen, echte Kontaktwirkungen in den Alpen aufzufinden. Man kann aber nicht sagen, daß dahingehende Versuche und Behauptungen sich in vielen Fällen bewahrheitet hätten. Vielmehr ist die Zahl der bekannten Kontakte an sicher mesozoischen oder tertiären Gesteinen in den Alpen recht gering, und daraus erklärt sich denn auch die weitverbreitete Vorstellung, daß in den eigentlichen Alpen (mit Ausschluß der Dinariden und der Tonalelinie) jüngere Granite so gut wie ganz fehlen. E. Suess betont zwar in seiner Übersicht über die Tonalitintrusionen an der Grenze von Ostalpen und Dinariden (III. 430 ff.) gewissermaßen als Ausnahme das Auftreten einer 9 km nördlich der Grenzlinie verlaufenden Parallelintrusion, also einer jüngeren Intrusivzone innerhalb der eigentlichen Alpen, die wahrscheinlich bis zum Bachergebirge verfolgt werden könne. Die weiter westlich gelegenen Granite und Diorite im N. der Tonalelinie finden sich bei Suess ebenfalls zusammengestellt (III, 2, 141—149) mit Einschluß der Ivreaintrusionen, die bis über den Gran Paradiso gegen W. zu ziehen scheinen. Aber es gibt in den Alpen noch große Gebiete, die nur mangelhaft bekannt sind, und in diesen treten jüngere Granite von erheblichen Dimensionen auf, die der Beobachtung entgangen sind. Ein solches Vorkommen birgt das Disgraziagebiet zwischen Bergell, Veltlin und Malenco.

Am Oberende des Engadins, bei Maloja, hat man Gelegenheit, Granite von gegensätzlicher Erscheinungsform nahe beieinander zu beobachten. Nach den übereinstimmenden Beobachtungen mehrerer Forscher lagert im Juliergebirge und in der Berninagruppe über den Sedimenten und Ophiolithen der rätischen Decke älterer Granit als Basis der ostalpinen Decken in der Form einer mächtigen, von N. gegen S. allmählich ansteigenden Tafel. Die granitischen Gesteine tragen in der weit verbreiteten Grünfärbung und in den häufigen Verruschelungsflächen die Kennzeichen älterer Intrusivmassen zur Schau; sie sind nach allgemeiner Auffassung zweifellos von den größeren alpinen Dislokationen in Mitleidenschaft gezogen. Andererseits hat der frühere Fornogletscher Blöcke eines bleichen, ganz frischen, grobkörnigen oder porphyrischen Granits aus dem Disgraziagebiet bis nach Maloja verfrachtet. Ein weniger verändertes Gestein ist kaum denkbar. Noch deutlicher als in der Erhaltung gibt sich der Gegensatz der beiden Granite im geologischen Auftreten zu erkennen. Während die Granite des Juliergebirges und der Bernina in das System schwach nach NO. fallender Decken einbezogen sind

und innerhalb des eingeplätteten Systems nur geneigte Lagen von an- und abschwellender Mächtigkeit bilden, durchbrechen die Granitmassen der Disgrazia die hier mehr oder weniger steil nach S. geneigten alpinen Decken wie ein vollständig fremder, jüngerer Intrusivkörper. Die alpine Deckenstruktur geht ihnen gänzlich ab, krummschalige, primäre Absonderungsflächen schaffen schroffe Steilabstürze, die nach oben in zackige, strukturlose Spitzen fortsetzen. Das Auge verfolgt die zahlreichen Aplit-Pegmatitgänge geradlinig und unverquetscht über Hunderte von Metern im Granit und vereinzelt auch in den umhüllenden Deckengesteinen, unter denen auch echt kontaktmetamorphe Gesteine nicht fehlen. Die gesamte Erscheinungsform ist nicht alpin, sondern überalpin, zeitlich ausgedrückt nachalpin. Dabei besitzt dieser intrusive Fremdköper zwischen Bergell, Veltlin und Malenco Durchmesser von 15 km Breite und 20 km Länge (im Streichen). Hier haben wir also einen granitischen Intrusivkörper ganz junger Entstehung, jünger als alle alpinen Dislokationen, jedenfalls tertiär, wahrscheinlich jungtertiär, und zwar ganz und gar nördlich der Tonalelinie, im Wurzelgebiete der lepontinischen (oder auch der tieferen ostalpinen) Decken, und wie die jungen Ganggesteine des Ortlergebietes auch in die abfließenden Decken eingreifend.

Dieser imposanten Intrusivmasse des Alpengebiets reihen sich gegen W. weitere an, die Suess zusammengestellt hat (III 2, 141 ff.). Im unteren Tessintal haben uns Klemm und Gutzwiller nicht nur mit den ungepreßten Granit- und Pegmatitvorkommnissen, sondern auch mit normalen Kalksilicatgesteinen bekannt gemacht. Diese sind entstanden aus Carbonatgesteinen, die man aus verschiedenen Gründen als mesozoisch (Trias) auffassen muß; auch hier treten die Intrusivmassen nördlich der Zone von Ivrea in den Wurzelgebieten der Decken auf.

Einen fremdartigen und jungen Intrusivkörper stellt auch der Syenit von Biella dar. Schon die Art und Weise, wie das rein massige, in keiner Weise parallel struierte Gestein verarbeitet werden kann, zu mehrere Meter langen Türpfosten, die ohne Kluft oder Sprung herausgearbeitet werden können, zeigt an, daß die Alpenfaltung nicht darüber hinweggezogen ist. Argand, der jene Gegend in jüngster Zeit auch gerade in bezug auf den Deckenaufbau genau untersucht hat, zeichnet das Syenitmassiv als nachalpine Intrusion im Bereiche des Wurzelgebietes der oberen lepontinischen Decken ein; seine Lage im Gebirge entspricht also etwa der des Disgraziagranits. Und um noch ein letztes derartiges Vorkommen weiter im Westen zu erwähnen, möge auf die oft genannte Gegend von Traversella in Piemont verwiesen werden.

Jenseits des Tals der Dora und nördlich der Zone von Ivrea (etwa 10 km nw. von Ivrea) liegt das kleine Dioritmassiv der Torritta. Mit ihm stehen die bekannten Eisen- und Kupfererzlagerstätten von Traversella in Verbindung, die mehrfach zu einer genaueren Untersuchung der geologischen Verhältnisse der Umgegend Veranlassung gegeben haben (1901 und 1902 von seiten Novareses, zuletzt von seiten F. C. Müllers [Z. f. prakt. Geol. 1912], wo auch die übrige Literatur). Beide Beobachter stimmen auf Grund ihrer sorgfältigen Studien darin überein, daß der dortige Diorit zweifellos nach der Auffaltung der Schichtgesteine eingedrungen sei, nach Novarese im Jungtertiär. Die Spuren des Gebirgsdrucks fehlen, Primärklüftung ist unverkennbar, die Kontakterscheinungen sind namentlich an den Carbonatgesteinen überaus deutlich und ganz normal. Das Gestein gehört zur Tonalitgruppe, manche Ganggesteine erinnern an den Suldenit, die Erzvorkommnisse entsprechen denen des verwandten Banatits (Eisen, Kupfer, Gold). Auch hier tritt das tertiäre Tiefengestein in der Wurzelregion der oberen lepontinischen Decken auf.

So läßt sich von der Disgrazia an auf eine Strecke von fast 200 km eine Zone zweifellos jüngerer, tertiärer, wahrscheinlich jungtertiärer Intrusionen von granitischen Gesteinsarten verfolgen. Sie liegen nördlich der Tonalelinie und ihrer Fortsetzung gegen Biella, also innerhalb der Alpen im engeren Sinne, und zumeist offenbar in den Wurzelgebieten der höheren lepontinischen

Decken. Durch den Nachweis dieser großen alpinen Intrusionen, die sich bis zum Gailtal gegen O. verfolgen lassen, ist aber ein vollendetes Gegenstück zu den tonalitisch-granitischen Intrusionen der Dinariden geschaffen, die ja ebenfalls jünger sind als die Hauptdislokationen dieses Gebietes. Da die Intrusionen teilweise auch auf der Grenzlinie zwischen beiden Gebieten auftreten, so möchte ich ihre allgemeine Bedeutung folgendermaßen betonen: Alpen und Dinariden werden an ihren Grenzen durch das gemeinsame Merkmal ausgedehnter nachalpiner Intrusionen von granito-dioritischen Gesteinen miteinander verknüpft, man möchte sagen verschweißt. Welche Bedeutung man auch der Scheidung der Alpen von den Dinariden in bezug auf Facies und Tektonik zuerkennen mag, ihre Verkupplung durch gleichzeitige und gleichartige granitodioritische Intrusionen deutet bestimmt auf eine Gleichförmigkeit in den jüngeren Gebirgsbewegungen in beiden hin. Denn ohne diese läßt sich die Intrusion der Tiefengesteine nicht wohl begreifen, selbst dann nicht, wenn man dem Magma die Fähigkeit zuerkennt, wie ein Lötkolben sich durch die verfestigte Erdrinde durchzuschmelzen. So wird jeder Versuch, die merkwürdigen Lagerungsverhältnisse in den Wurzelzonen und das Verhältnis zwischen Alpen und Südalpen zu erklären, mit der Tatsache einer letzten gemeinsamen Intrusivphase bei ihrer Entstehung zu rechnen haben. Jünger als die Intrusionen dürften nur die örtlich beschränkten Verruschelungen und Anpressungen sein, die besonders im Bereiche der Tonalelinie beobachtet werden. Ihre Bedeutung harrt aber noch der Klarstellung.

In den Decken, die vor den Wurzelzonen gegen N. zu ausgebreitet liegen, fehlen anscheinend die jüngeren Intrusionen so gut wie ganz (Ausnahme: Ganggesteine des Ortlergebiets, nördlichster Teil der Disgraziamasse, Tessin, u. a.). Dagegen scheint die Frage noch nicht endgültig entschieden, ob und wie weit etwa in den autochthonen Massiven neben den herrschenden älteren Graniten auch Andeutungen jüngerer Intrusionen erkennbar werden. Nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse dürfen wir aber wohl sagen: Die letzte große Phase positiver Gebirgsbildung[1]) in den Alpen wird gekennzeichnet durch ausgedehnte Injektionen granitischer Natur in den rückwärtigen Teilen des Alpenkörpers, während die von der Deckenüberschüttung betroffenen vorderen Teile des Gebirges davon so gut wie ausgenommen erscheinen. Auch im Apenninbogen bestätigt sich diese Regel. Denn während in der vorderen Zone des Gebirges, die auf dem Festlande liegt, tertiäre Granite unbekannt sind, treten sie in dem einzigen sichtbaren Stücke der inneren Zone, auf Elba, auf.

---

[1]) Als positive Gebirgsbildung möchte ich diejenigen gebirgsbildenden Vorgänge bezeichnen, die sich vorwiegend aus hebenden Bewegungen zusammensetzen, mögen diese sich als Folgen von Faltungen oder von schollen- oder blockförmigem Aufsteigen ergeben. Negative Gebirgsbildungen sind dagegen solche, die sich vorwiegend in Senkungen und Einbrüchen äußern.

Fig. 1. Adergneis (Arterit), durch die Injektion von postbottnischen Granitadern in präbottnischen Glimmerschiefer entstanden. Eisenbahneinschnitt bei Suinula, Kirchspiel Kangasala, Finnland. 1:12.

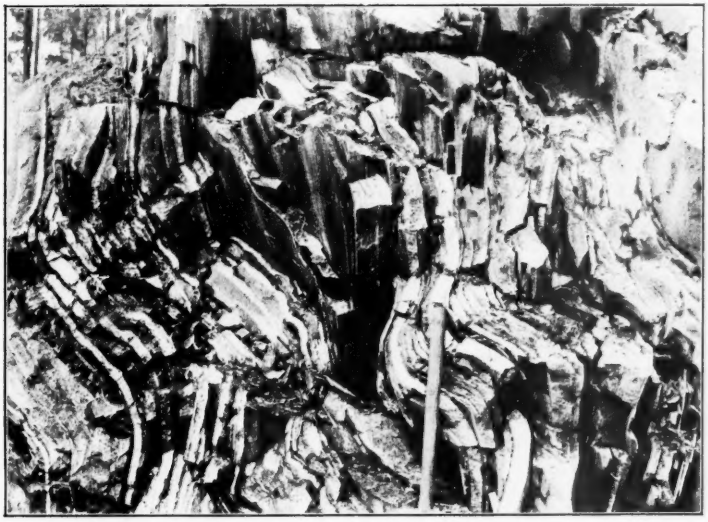


Fig. 2. Gebänderter Adergneis, durch die Injektion *lit par lit* von postbottnischem Granit in Hornblendeschiefer entstanden. Eisenbahneinschnitt bei Nyslott, Finnland. Photo. H. Berghell. 1:7.

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.

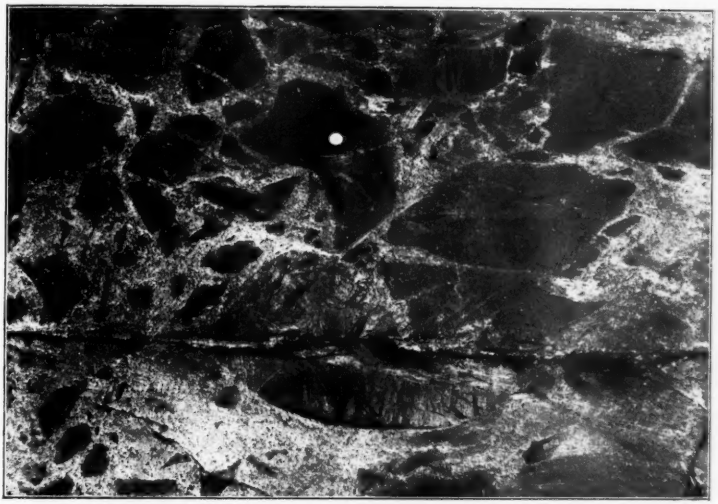


Fig. 3. Eruptivbrekzie mit eckigen Einschlüssen von „Metabasalt" in präbottnischem Granit. Sundarö, Kirchspiel Perno, Finnland. 1:10.

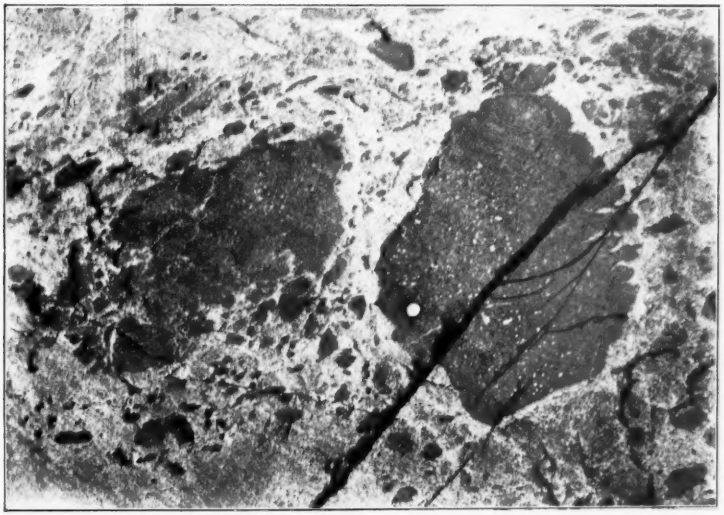


Fig. 4. Eruptivbrekzie mit zerspalteten und z. T. resorbierten Einschlüssen von Metabasalt in präbottnischem Granit. Im größten Einschluß erkennt man noch die ursprüngliche Mandelsteinstruktur. Sundarö, Kirchspiel Perno, Finnland. 1:10.

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.

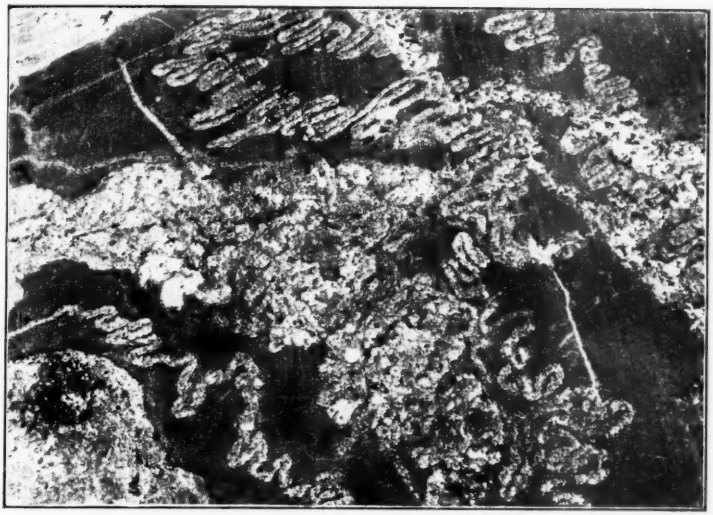


Fig. 5. Ptygmatischer Arterit von Stickellandet bei Wormö, Kirchspiel Ingo, Finnland. 1:10.

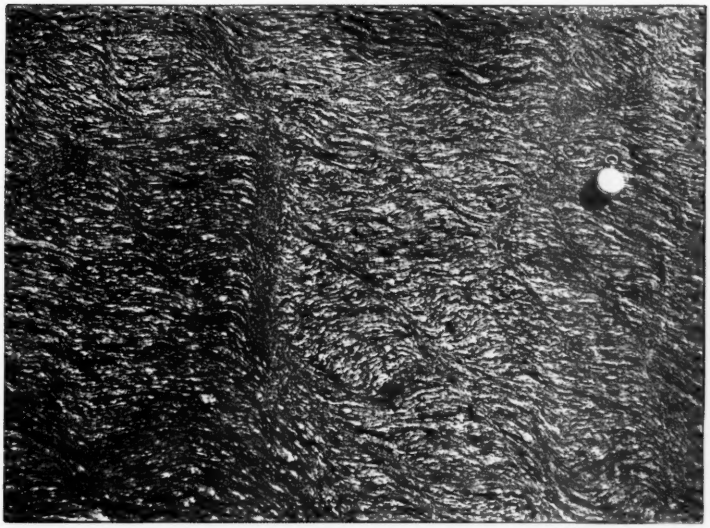


Fig. 6. Diktyonitischer Migmatit, durch die netzartige Verwebung von einem älteren, porphyrartigen Granit und postbottnischem Granit entstanden. Porsskär, im O. von Hangö, Finnland. 1:10.

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.

Fig. 7. Nebulitischer Migmatit (postbottnischer Granit von Hangö-Typus mit größtenteils zerschmolzenen Einschlüssen). Kleine Insel südlich von Porsskär, im O. von Hangö, Finnland. 1:8.

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Granitstöcke und Gneismassive.

Zum Aufsatz von R. Lepsius in Bd. III Heft 1 der Geologischen Rundschau.

Von **Georg Berg** (Berlin).

Herr Lepsius hat in einem Aufsatze im 3. Band der geologischen Rundschau (Heft 1, S. 1—6) sich »Über die wesentlichen Unterschiede zwischen diskordanten und konkordanten Granitstöcken und zwischen Kontakt- und Regionalmetamorphose der Granite« geäußert. Fußend auf seinen Untersuchungen im Odenwald, stellt er als allgemein gültiges Gesetz auf, daß es zwei grundverschiedene Arten der Granitintrusion gibt, von denen die eine zur Bildung konkordant eingelagerter Orthogneise, die andere zur Bildung durchgreifender ungestreckter Granitstöcke führt. Die erstere erzeugte durch Kontaktwirkung weitverbreitete Umwandlungen der Schiefer in feldspathaltige Glimmerschiefer und weiter abseits von der Intrusion Ottrelithphyllite. In das Granitmagma blättern die Schiefer hinein, eine »Einblätterung, durch welche die Gneisgranite erzeugt wurden«. Die durchgreifenden (diskordanten) Granitstöcke erzeugen einen Kontakthof von geringer Breite bestehend aus Hornfels, Chiastolith-, Knoten-, Frucht- und Fleckschiefern.

Es soll nun durchaus zugegeben werden, daß ein grundlegender Unterschied zwischen Orthogneismassiven und diskordanten Granitmassiven und ihren beiden Arten von Kontaktmetamorphose besteht, und daß es nicht angängig ist, alle Orthogneise als rein dynamometamorphe Umwandlungen von ursprünglich ganz normalen, den diskordanten Stockgraniten völlig gleichenden Gesteinen herzuleiten. Andererseits aber ist es unleugbar, daß durch reine Dynamometamorphose sehr orthogneisartige Gesteine gebildet werden können. (Erst ganz kürzlich hat Königsberger in der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft 1912, Heft IV derartige Gesteine von der Basis der Hardangerdecke in Norwegen beschrieben.) Auch ist wohl in den meisten Orthogneismassiven zum mindesten eine Beteiligung der Dynamometamorphose an der Herausbildung der Gneisstruktur nachgewiesen, und die Existenz oder doch wenigstens die Möglichkeit einer Umkristallisation unter statischem Druck, einer Tiefenmetamorphose im Sinne von

Becke und Grubenmann, kann doch wohl nicht in Abrede gestellt werden. Wenn nun Herr Lepsius für die Kontaktwirkung der konkordanten Gneisgranite den Namen »Regionalmetamorphose« einführen will im Gegensatz zur »Kontaktmetamorphose« der diskordanten Granitstöcke, so verfährt er vom Standpunkt seiner Anschauung ganz folgerichtig, da er ganz allgemein jede regionale Umwandlung von Gesteinsmassen auf Kontaktwirkung zurückzuführen geneigt ist. Die Mehrzahl der Fachgenossen wird sich aber wohl weigern, seinem Beispiel zu folgen, und diese Nomenklatur, die leicht große Verwirrung anrichten könnte, zu übernehmen. Ebensowenig wird wohl die Mehrzahl der Fachgenossen der Anschauung des Herrn Lepsius zustimmen, daß ein Orthogneis aus einem Granit nur durch Einblätterung von Schiefermaterial entstehen kann. Zweifellos sind gewisse Gneisarten, besonders die sogenannten Ader- oder Flammengneise, sowie viele feinlagige Gneis-Glimmerschiefermassen auf diese Art entstanden. Aber es geht doch wohl zu weit, jede Flaserung im Gneis als Wirkung eingeblätterter Schieferreste aufzufassen. In den meisten Fällen werden bei diesen schmalen Glimmerhäuten Gleitflasern oder sekundär einkristallisierte Gleitflasern vorliegen, in anderen Fällen vielleicht auch fluidale Anhäufungen der ältesten Ausscheidungen des Granitmagmas, oder endlich Anhäufungen durch den Druck mit ihrer größten Fläche in die Schieferungsrichtung eingestellter, neugebildeter Glimmerblätter.

In der Zurückweisung der Definition der »Regionalmetamorphose« und der Verallgemeinerung der Schiefereinblätterungs-Hypothese auf die Entstehung aller Gneise glaube ich mit einer großen Anzahl der Fachgenossen einig zu sein. Der Grund, weshalb ich mir erlaubte, in diesem Sinne das Wort zu ergreifen, liegt darin, daß Herr Lepsius am Schluß seines Aufsatzes die Gneise der Sudeten, die ich seit mehreren Jahren durchforscht habe, als Beispiel für seine Anschauungen heranzieht.

In der Tat liegt zwar hier in den Sudeten ein älteres Gneismassiv vor, welches von einem jüngeren ungestreckten Granitstock durchbrochen wird. In der Tat ist auch das Alter beider Eruptivmassen wahrscheinlich dasjenige, welches Herr Lepsius für alle Gneis-Granit-Kombinationen Deutschlands annimmt. Der Gneis ist vorkulmisch und wahrscheinlich nachsilurisch, der Granit höchstwahrscheinlich spätcarbonisch. Die Entstehung des Gneises ist aber ebenso offensichtlich keine primäre, sondern es treten überall die deutlichsten Spuren dynamischer Streckungen auf: Langgestreckte sericitische Flasern, die quer durch die großen Feldspäte hindurchsetzen, Kataklasstrukturen mit deutlichen Sericithäutchen um die größeren Kristallrelikte (also sicher keine Protoklasen), Bildung sekundärer einschlußfreier Quarze, die sich deutlich von einschlußreichen primären Quarzen unterscheiden.

Sehr bemerkenswert ist es, daß man in den ungestreckt gebliebenen mittleren Teilen der Gneismasse Schiefereinschlüsse findet, die nur die Zeichen einer normalen Kontaktmetamorphose und keine Umwandlung

in Glimmerschiefer aufweisen. Glimmerschieferbildung tritt erst dort auf, wo die Gneisgranite gestreckt sind, ist also nicht in erster Linie eine besondere Kontaktwirkung, die durch Streckung begünstigt wird, sondern in erster Linie eine Streckungswirkung, die allerdings durch Kontaktwirkung modifiziert, und in der Intensität der chemischen Umsetzung begünstigt werden kann. Hiermit stimmt auch überein, daß sich ein hoher Feldspatgehalt der Glimmerschiefer oft weit abseits vom Gneis nachweisen läßt, während andererseits feldspatfreie Gesteine dicht an den Gneis herantreten. Der Feldspatgehalt ist eben abhängig vom ursprünglichen chemischen Bestand des vormetamorphen Ausgangsmaterials und nicht, wie Lepsius annehmen möchte, ein Injektionsprodukt des Granites.

Erwähnenswert ist es auch, daß vorzüglich geflaserte Gneise als Intrusion in feinkörnigen bis dichten Amphiboliten auftreten, die zwar deutliche Streßwirkung zeigen, aber keineswegs so stark geschiefert sind, daß sie bis ins feinste aufgeblättert werden und dadurch die Gneisflasern erzeugen könnten. Trotz dieser mangelnden Einblätterung ist eine deutliche chemische Angleichung des Gneismagmas an die Amphibolite nachzuweisen, die lokal bis zur Bildung hochbasischer Dioritgesteine geht.

Fleckschiefer und Garbenschiefer, die bei Kupferberg gefunden wurden, sind in den Sudeten allerdings, wie dies Herr Lepsius als Regel annimmt, Kontaktprodukte des konkordanten Granites, aber wie steht es, wenn hier wirklich ein Gesetz vorliegt, mit den Fleckschiefern und Garbenschiefern im Kontaktmantel des erzgebirgischen Granulitmassivs?

Turmalin soll besonders bezeichnend für die diskordanten Granitstöcke sein, in den Nordsudeten findet er sich aber als endogene und exogene Bildung stets an die Orthogneise gebunden und ist im Kontakt des Zentralgranits und in dessen Pegmatitbildungen nur eine ungeheure Seltenheit, weil er eben für den chemischen Bestand gewisser Granitmagmen, aber nicht für gewisse Intrusionsverhältnisse bezeichnend ist. Umgekehrtes gilt vom Cordierit und Magnetit, die nach Lepsius beide für Orthogneiskontakt bezeichnend sein sollen, in den Sudeten aber an den Kontakt des diskordanten Zentralgranites gebunden sind.

Die Glimmerschiefer sind nach Lepsius einer Kontaktmetamorphose durch den diskordanten Granit nicht mehr fähig, aus dem ganz plausibeln Grunde, weil sie schon einer älteren Kontaktmetamorphose durch den Gneis unterlegen sein sollen. Das ist zunächst ganz einleuchtend, wenn wir dann aber finden, daß in den Sudeten alle, auch die sehr hochkristallinen Glimmerschiefer am Ochsenkopf, am Forstkamm, an der Schneekoppe dennoch am jüngeren Granit eine nicht sehr breite (etwa 100 bis 150 m), aber sehr deutliche Kontaktstruktur aufweisen, mit Hornfelsbildung und Andalusitausscheidung, so zeigt uns dies um so deutlicher, daß die Glimmerschieferbildung eben ihrem Wesen nach keine Kontaktmetamorphose ist.

Das Vorhandensein einer Kontaktmetamorphose am Moltkefels, die auch Herrn Lepsius bekannt war, sucht er als einen besonders begünstigten Fall, durch Einbruch einer Schieferscholle in den Granit zu erklären. Nach neueren Untersuchungen stößt hier aber nur eine Schiefereinlagerung zwischen zwei konkordanten Gneisen diskordant gegen den Granit, und hat genau wie in dem ganz gleichliegenden Falle am sog. Wochenbett am Fuß des Forstkammes eine Kontaktmetamorphose angenommen. In den Nordsudeten finden wir also viele der Lepsius-schen Annahmen nicht bestätigt.

Die Red Beds.

Ein Beitrag zur Geschichte der bunten Sandsteine.

Von **Karl L. Henning** (Denver Colo.).

(Mit 1 Textfigur.)

Im Hinblick auf das Referat von A. Tornquist über die Binnenmeerfacies der Trias (S. 111 ff. d. 3. Bd. der »Rundschau«) und die damit in engem Zusammenhang stehende Frage der Entstehung des Buntsandsteins möchte die nachfolgende Abhandlung als Ergänzung dienen.

Das klassische Land der Buntsandsteine oder der Red Beds (seltener Red Rocks), wie diese Gebilde in den Vereinigten Staaten von Nordamerika treffend bezeichnet werden, ist fast ausschließlich der westliche Teil des Kontinents, vom 104. Meridian bis zur pazifischen Küste.

Von den Zeiten Haydens und Kings bis zur Gegenwart bilden die Red Beds ein Objekt eingehender Untersuchungen der amerikanischen Geologen, und die über diese Gebilde bereits vorliegende Literatur ist derart umfangreich, daß sie, wenn vollständig aufgezählt, einen Druckbogen füllen würde. Ich habe aus diesem Grunde von einer ausführlichen Literaturangabe Abstand genommen und im Text der Abhandlung nur die wichtigste Literatur erwähnt, die ihrerseits weitere Detailangaben in reichster Fülle enthält, so daß diejenigen, die tiefer in die Materie einzudringen wünschen, genügend Material an der Hand haben, um diese geologisch wichtige Bildung in allen Einzelheiten näher kennen zu lernen.

Während der letzten vier Jahre habe ich jeden Sommer mehrere Wochen dazu verwandt, um die Red Beds westlich von Denver zu studieren, da sie gerade hier infolge ihrer mächtigen Entwicklung und ihrer guten Aufschlüsse ein vorzügliches Objekt für das geologische Studium bieten, und weil außerdem ihr Kontakt mit älteren Gesteinen Schlüsse auf ihre Lagerungsverhältnisse und Entstehung gestatten. Ich verband mit diesen Ausflügen noch den besonderen Zweck, die Frage an Ort und Stelle zu lösen, ob diese Gebilde als »Wüstenbildungen« zu erklären sind oder nicht, da mir hauptsächlich das Studium der Arbeiten Joh. Walthers eine besondere Anregung gegeben hatte. Auf Grund meiner eigenen Untersuchungen, wie auch auf Grund der vorhandenen Literatur bin ich indessen nicht in der Lage, mich auf die Seite des Hallenser Forschers zu stellen, bzw. die Red Beds als eine typische Wüstenbildung zu erklären. Auch hat bis zum heutigen Tage kein amerikanischer Forscher die Red Beds und die vergesellschaftet mit ihnen auftretenden Gesteine als eine solche bezeichnet; sie stimmen vielmehr alle im wesentlichen darin überein, daß sie ihrer Entstehung nach Sedimentärablagerungen einer Flachsee sind.

Bevor ich des Näheren auf eine Beschreibung der Red Beds und der mit ihnen in Zusammenhang stehenden Probleme eingehe, seien einige einleitende Bemerkungen vorausgeschickt.

Geographische Provinzen der Red Beds.

Die Red Beds treten auf an den Flanken der Black Hills in South Dakota, an den Bighorn Mountains in Wyoming und begleiten in einer Längenausdehnung von mehreren hundert Meilen die Kette der Foothills des Cordilleren Systems, ferner in den bekannten Gebilden des Garden of the Gods bei Manitou, des Perry Parks und des Roxborough Parks (nahe Platte Cañon), dann zwischen Platte Cañon und Morrison, sowie im Park of the Red Rocks bei Morrison und an vielen anderen, nördlich von den genannten Stellen liegenden Territorien bis nach Wyoming hinein, wunderbare landschaftliche Szenerien schaffend, die alljährlich Tausende von Touristen und Naturfreunden in diese »Naturparke« locken. In New Mexico sind die Red Beds nicht minder großartig entwickelt; hier sind sie fast überall im Staate anzutreffen. Auf der Westseite der Rocky Mountains sind sie im Gebiet der San Juan Mountains und weiter nördlich an den Ufern des Grand- und des Green River in einer Mächtigkeit von vielen hundert Fuß aufgeschlossen. Sie verschwinden unter jüngeren Schichten mit dem Beginn der Colorado- und Utahdesert, um westlich von den Wasatch Mountains, in Montana, Idaho und Britisch Nordamerika wieder aufzutreten und in Alaska ihre nördlichste Grenze zu erreichen. In der Humboldt Range und im Großen Becken, sowie in der Plateau Region von Britisch Columbia kommen sie in mächtigen Schichten vor und sind auch in der Sierra Nevada und in der Küsten-Cordillere nachgewiesen.

Bemerkenswert ist bei diesem großen Verbreitungsgebiet der im allgemeinen uniforme Charakter der Red Beds sowohl in bezug auf ihre geologische Stellung, als auch im Hinblick auf ihre lithologische Zusammensetzung und — soweit sie wenigstens fossilienführend sind — auch auf ihren paläontologischen Inhalt.

Erforschungsgeschichte der Red Beds.

Die auf wissenschaftlicher Grundlage geführte Erforschung des westlichen Nordamerikas beginnt mit den von Ferd. V. Hayden geleiteten Expeditionen, die vom Jahre 1868, mit Unterbrechungen, bis 1872 dauerten. Die Ergebnisse derselben sind in 12 »Reports«, 13 »Monographs« und verschiedenen Bulletins der »Geological and geographical survey of the Territories« niedergelegt. Im unmittelbaren Anschluß an Haydens Forschungsreisen folgte dann die »Exploration of the 40th Parallel« unter Clarence King, S. F. Emmons und Arnold Hague, deren wichtigste Ergebnisse in einem umfangreichen Sammelwerk (Bd. I. Systematic geology, 1878; Bd. II. Descriptive geology, 1877; Bd. III. Mining industrie 1870 und Bd. VI. Microscopic petrography von Ferd. Zirkel) niedergelegt sind. An wissenschaftlichem Wert steht die Expedition des 40. Parallel weit über jener von Hayden; sie hat die später folgenden Forschungen in hohem Maße beeinflußt. Auch die deutsche Literatur wurde durch Kings Arbeiten in vieler Beziehung gefördert, und die bekannte »Erdgeschichte« von Neumayr steht, insoweit wenigstens die darin behandelte Geologie Nordamerikas in Frage kommt, noch fast ganz auf den Schultern Kings und seiner Mitarbeiter.

Von 1871—1874 arbeitete dann die zuerst nur topographische, später aber auch geologische Zwecke verfolgende Expedition unter Leutnant G. M. Wheeler, westlich vom 100. Meridian, bei der sich die Geologen G. K. Gilbert, A. R. Marvine, J. J. Stevenson, J. C. Russell u. a. beteiligten. Insoweit Geologie und Paläontologie in Betracht kommen, sind von den Veröffentlichungen der Expedi-

tion: Bd. III. Geology, 1875, mit Supplement 1881, und Bd. IV. Palaeontology, 1877, besonders zu erwähnen.

Wie es in der Natur der Sache liegt, haben die drei genannten Expeditionen auch die sich ihnen von selbst aufdrängenden Red Beds (der Name wurde zuerst von F. Meek 1858 gebraucht!) in den Kreis ihrer Forschungsgebiete eingeschlossen, wenngleich die einzelnen Forscher hinsichtlich der Zuteilung der einzelnen Glieder der Red Beds in die geologische Formationsreihe keineswegs miteinander übereinstimmen. Hayden, der im Jahre 1869 die Geologie der Foothill-Kette von Cheyenne, Wyo. bis nach New Mexico studierte, kam dabei zu dem Ergebnis, daß paläozoische Schichten längs der Front Range fehlen. Die Red Beds teilte er der Trias zu mit dem Vorbehalt, daß sie zum Teil jurassischen Alters seien. Allerdings ist er in seinen Ansichten nicht überall konsequent; vielmehr hatte er schon ein Jahr früher (1868) die Vermutung ausgesprochen, daß sie in ihrem unteren Teil dem Carbon angehören, eine Ansicht, die, wie weiter unten ausgeführt werden wird, heute zur Tatsache erhoben ist. Die über den eigentlichen Red Beds lagernden grauen, gelben und schmutzfarbigen Sandsteine setzte er in den Jura.

An einer anderen Stelle sagt er: »Ich kenne keine andere Gegend im Westen, wo eine solche große Verschiedenheit in geologischer Beziehung herrscht, als wie im Umkreise von 10 Quadratmeilen um Colorado City (zwischen Colorado Springs und Manitou! — Hg.). Fast alle Einzelheiten der Geologie der Rocky Mountains zeigen sich in einziger Art an dieser Stelle. Das gleiche läßt sich, wenn auch in geringerem Grade, vom Tal des Arkansas sagen, wo dieser in der Nähe von Cañon City aus dem Gebirge (der Royal Gorge! — Hg.) heraustritt. Ich bin geneigt anzunehmen, daß nur an diesen Stellen ältere als wie triassische Gesteine oder wie die Red Beds längs der östl. Flanke des Gebirges südl. von Cheyenne auftreten. Ich habe vergebens nach einem einzigen Beispiel des Anstehens gut bestimmter, paläozoischer Schichten vom Big Thompson River bis nach Colorado City, eine Entfernung von über 100 Meilen, gesucht und bin jetzt überzeugt, daß die paläozoischen Schichten im N. oft auf weite Strecken unter anderen verborgen sind, obgleich ich sie gewöhnlich auf der geologischen Karte in Form kontinuierlicher Bänder längs des Gebirges dargestellt habe. Daß sie im östl. Colorado und New Mexico in kontinuierlicher Ausdehnung vorkommen, unterliegt keinem Zweifel, aber nur an diesen besonders begünstigten Stellen erscheinen sie unter den triassischen Red Beds. Sie stehen indessen häufiger im N. an und sind wohl auch dort stärker entwickelt[1].« Wenige Seiten später erwähnt[2]) aber Hayden jurassische Red Beds und paläozoische Sandsteine in Boulder Valley bei Denver. Hayden erkennt ihre große Verbreitung an und bezeichnet sie als »eine der weitest verbreiteten des Westens«, sowie daß sie einen steten Begleiter der Rocky Mountains bilden. Während er aber früher der Ansicht war, daß die Auffaltung der Front Range ein plötzliches und verhältnismäßig modernes Ereignis darstellte, äußerte er sich später in dieser Beziehung wie folgt: »Aus der Textur der Red Beds und aus ihrer Position zu den sie unterteufenden granitischen Gesteinen gewinnen wir den Beweis, daß die Front Range während der Trias eine ungeheure Strandlinie darstellte, und daß die Sedimente der Red Beds auf der Basis gegen die Seiten der Granitkette hin abgelagert wurden.« Eine speziellere Klassifikation der Red Beds in mehrere Serien hat Hayden nicht unternommen.

King dagegen unterscheidet drei Serien der Red Beds in Wyoming und im nördlichen Colorado. Die untere Serie besteht auf der Ostseite der Front Range aus roten Kalksteinen und rötlichen Sandsteinen bei einer Mächtigkeit von ungefähr 50 m. Sie ist fossilienfrei und wird, nach ihm, in das Paläozoicum hinsichtlich der Zeit ihrer Bildung verlegt und zu dem »Primordial« der Black Hills in

[1]) U. S. Geol. Surv. Territ. 3. Ann. Rep. S. 120.

[2]) loc. cit. S. 133.

Korrelation gesetzt. Über dieser Serie lagert eine hauptsächlich aus blauen, grauen und roten Kalksteinen bestehende Schicht in einer Mächtigkeit von ungefähr 250 m. Die Kalksteine sind kieselig und sandig, und enthalten Zwischenlagerungen von Schichten aus Sandstein und Konglomerat. Infolge der in der Serie enthaltenen Fossilien teilt sie King dem Pennsylvanian zu. Über dieser Serie lagern die triassischen Red Beds. »Als Ganzes betrachtet[1]),« sagt King, »und mit Ausnahme der gips- und kalksteinführenden Schichten, die innerhalb unseres Beobachtungsgebiets nicht über 15 m Mächtigkeit besitzen, besteht die Schicht hauptsächlich aus Sandsteinen, sandigen Tonen und Schiefern, deren hervorstechendste Farbe backsteinrot für die untere Hälfte der Serie und helleres und gelbliches Rot für die obere Hälfte ist. Während diese Farbenverteilung im allgemeinen gilt, variiert sie oft zwischen backsteinrot und hochroten Lagen nahe den oberen und helleren Farbentönen in der Region der dunkelroten unteren Lagen.« Die Mächtigkeit der Serien gibt King zu 100—280 m an. Als ein weiteres Charakteristikum der Red Beds hebt King die scharf ausgeprägte Kreuzschichtung und Wellenfurchenschichtung (flow- and plunge structure) in den oberen Lagen hervor, sie ist dagegen nicht bemerkbar, wo die Red Beds in unmittelbarem Kontakt mit archäischem Gestein sind. Zonen konglomeratischer Schichten sind im allgemeinen auf die unteren Glieder der Serie oder auf jene beschränkt, die nahe dem archäischen Kontakt liegen. Die Geschiebe sind selten von bedeutenderer Größe und fast stets kieselig. King gibt keine nähere Klassifikation der Red Beds in bezug auf ihren petrographischen Charakter, ebensowenig wie Stevenson[2]) (Wheelers Survey des 100. Meridians), der ihnen nur eine vorübergehende Betrachtung widmet. Wichtig ist aber des letzteren Nachweis, daß das System der Rocky Mountains vier, zeitlich voneinander getrennten Epochen seine heutige Gestalt verdankt: die erste Auffaltung fand am Schlusse des Carbons, die zweite am Schlusse der Trias, die dritte am Schlusse der Kreide und die vierte während des Tertiärs statt. Die erste und dritte Auffaltungsperiode waren hinsichtlich ihrer Wirkungen die bedeutendsten.

Von 1875 bis zu Anfang der neunziger Jahre liegt aus der amerikanisch-geologischen Literatur nichts vor, was über die Red Beds weiteres Licht verbreiten könnte. Erst mit dem Erscheinen des Pike's Peak Folio des Geologic Atlas der U. S. Geological Survey, bearbeitet von Whitman Cross, und mit der 1896 erschienenen, von Sam. F. Emmons, W. Cross und G. W. Eldridge bearbeiteten großen Monographie über das Denver-Becken (Monogr. 27 d. Sry.) nimmt die Forschung über die Red Beds wieder ihren Fortgang, indem sie dieselben zugleich in bezug auf ihre geologische Stellung präzisiert und ihre petrographische Beschaffenheit genauer als früher in den Kreis der Betrachtung zieht.

Im Pike's Peak Folio bezeichnet Cross den grobkörnigen Sandstein der Red Beds als »Fountainformation« (benannt nach Fountain Creek bei Manitou) und reiht ihn in das obere Carbon ein. Der Fountain lagert hier diskordant auf silurischen Schichten, sowohl in »Red ridge« (der Gesamtname für die im Garden of the Gods aufgeschlossenen Red Beds) als auch am oberen Ende des Parks; längs des südl. Endes der Coloradokette ist der Fountain in Kontakt mit dem zum Silur gehörenden Harding-Sandstein. Diese letztere Serie besteht aus feinkörnigem, saccharoidalem Sandstein mit wechsellagernden Bändern von hellgrauer oder hellroter Farbe und ebensolchen Bändern von Schiefertonen. Er hat eine Mächtigkeit von 35 m. Der untere Teil der Serie ist oft kalkhaltig und geht stellenweise in feinkörnigen Dolomit über; er enthält zahlreiche Fischreste und beweist mit den in ihr vorkommenden Resten von Intervertebraten einen engen Zusammenhang mit der unteren Trentonformation von New York. Nach Cross sind die Fische des Harding-Sandsteins die ältest bekannten und gehören

[1]) 40th Parallel. Bd. I. Systematic geology. S. 251.

[2]) Wheeler Survey. Bd. III. Geology. S. 501.

zu Typen, die unterhalb des Devons anderswo nicht gefunden werden. Leider gibt Cross keine nähere Beschreibung der Fossilreste, die indessen in der mir nicht zugänglichen Abhandlung von Chas. D. Walcott: »Preliminary notes on the discovery of a vertebrate fauna in Silurian Strata (Bulletin Geological Society of America, vol. 3, S. 153—172, 1892) enthalten ist. Der Harding Sandstein tritt auch, als älteste Sedimentärschicht, in 10 m Mächtigkeit in zwei schmalen Lagern westlich von Beulah (südwestlich von Pueblo, Colo.) auf, wo er auf archäischen Schiefern liegt, sowie in den Cañonwänden des nördl. Zweigs des St. Charles River, ist aber, wie Gilbert im Pueblo - Folio ausführt, dort fossilienfrei.

In der Monographie über das Denver-Becken führt G. H. Eldridge (loc. cit. S. 51ff.) den Namen »Wyomingformation« für die Red Beds in die Wissenschaft ein und unterscheidet zwischen einer »Lower« und »Upper Wyoming« Serie. Zu der ersteren zählt er den Fountain-Sandstein (nach dem Vorgang von Cross), sowie den »creamy sandstone«, eine Serie weißen bis rahmgelben, fast ausschließlich aus feinen Quarzkörnern bestehenden Sandsteins, der am »Gateway« des Garden of the Gods und in Morrison ein überaus charakteristisches Gebilde der Landschaftsszenerie darstellt. In die »Upper Wyoming«-Serie reiht er die über dem Fountain- und »creamy« Sandstein lagernden Red Beds ein, die (im Denver Becken) aus einer etwa 65 m mächtigen Schicht roter Sandsteine und Schiefer, mit zwischengelagerten, dünnen Kalksteinbändern bestehen, auf denen 100—150 m mächtige Schiefertone auflagern, die in ihrem oberen Teil von einer Schicht blaßroter und brauner Sandsteine und gipshaltiger Kalksteine gekrönt werden.

Diese Schicht geht in konkordanter Lagerung in die Morrisonformation über, eine Serie grünlicher, schmutzigfarbiger oder grauer Kalksteine von wechselnder Mächtigkeit (bei Morrison — daher der Name der Schicht — erreicht die Serie eine Stärke von 30—80 Meter), zwischen der kalkhaltige Sandsteine wechsellagern[1]). Die Morrison ist fossilienreich und hat wegen den in ihr gefundenen Resten zahlreicher Saurier, u. a. Atlantosaurus, Stegosaurus, Ceratops usw. den Namen »Atlantosaurus beds« erhalten[2]). Früher dem Jura zugeteilt, wird die dem Wealden entsprechende Morrisonformation heute von den amerikanischen Geologen fast übereinstimmend zur Unteren Kreide gerechnet. Auf ihr liegt der schon längst in die Untere Kreide gesetzte Dakota-Sandstein.

Eine noch genauere Klassifikation der Red Beds gibt Fenneman in: »Geology of the Boulder Distrikt« (Bull. 265 d. Svy.). Unter Beibehaltung des Namens »Fountain formation« für die untersten Red Beds gibt er dem »Creamy sandstone« den Namen »Lyons sandstone« (nach seinem Vorkommen bei Lyons) und der unter der Morrison lagernden Schicht der Red Beds den Namen »Lykins sandstone« (nach seinem besonders charakteristischen Auftreten in Lykins Gulch, nördlich von Boulder). Wir hätten also die folgende Klassifikation der ganzen Schichtenserie:

---

[1]) Die Darstellung Em. Kaysers in der 4. Aufl. seiner »Formationskunde«, daß die Morrisonformation (S. 501) eine »bis über 100 m mächtig werdende rote kontinentale Sandsteinschicht« sei, ist irrig. Vgl. meinen Aufsatz: »Morrison und die Morrisonformation«. »Globus«. Bd. 96 Nr. 22.

[2]) Vgl. den Abschnitt »Palaeontology« in der Monographie über das Denver-Becken von Knowlton und Marsh, S. 466ff.

Periode	Name der Serie	Charakter und lithologischer Bestand
Untere Kreide	Dakota-formation	Harter, weißer, quarzitischer, eisenschüssiger Sandstein. Kreuzschichtung und Ripplemarken. Bildet die »Hogbacks« der Foothill-Region und sog. Teufelsmauern. Fossilienführend. 80—125 m mächtig.
	Morrison-formation	Blaugraue, graue, schmutzigfarbige Schiefertone und Mergel, mit zwischengelagerten Schichten von Kalkstein und roten oder weißen Sandsteinen. Fossilienführend (Atlantosaurus beds). 65—80 m mächtig.
Trias	Lykins-formation	Weiche, leicht verwitterbare backsteinrote Sandsteine und Schiefertone, mit gelegentlichem Vorkommen von Gips und geringen Mengen Kalksteins. Ist stellenweise bräunlich. Als charakteristisch für den Lykins ist das Auftreten eines nirgends über 12 m mächtigen Lagers des harten »crinkled« Sandsteins von hellroter oder Purpurfarbe mit blätterigem Habitus. Fossilienfrei. Wechselnde Mächtigkeit, bis 250 m im Maximum.
	Lyons-formation	Quarzitischer Sandstein, zu Bauzwecken gut geeignet. Eisenschüssig und gipshaltig; meist weiß, an einigen Stellen rot. Kreuzschichtig. Enthält vielfach farbige Ringe, Bänder und kleine, rote Knötchen eisenhaltiger Verbindungen (Tongallen), sowie Dendriten. Ist identisch mit dem »creamy sandstone«. — Fossilienfrei. Bis 500 m Mächtigkeit.
	Fountain-formation (möglicherweise permischen Alters in den unteren Teilen)	Grobkörniger, granitischer Sandstein mit großen oder kleinen Feldspatkristallen. Geht stellenweise in Konglomerat, Schiefer oder quarzitischen Sandstein über. Als Baustein vorzüglich verwendbar. Glimmer ist häufig. Eisenschüssig. Sehr schwer verwitterbar. Hoch- bis dunkelrot; wo Quarz vorherrscht, ist die Farbe heller. Kreuzschichtig, stellenweise Wellenfurchungsschichtung. Fossilienfrei in den oberen Lagen, dagegen schwach fossilienführend in den unteren. Von 200 bis über 500 m Mächtigkeit.
Algonkian und Archean		Quarzit des South Boulder Cañon im Kontakt mit den Red Beds der Fountainformation. Granit, Gneis usw. im Kontakt mit den Red Beds der Fountainformation.

Die Entstehung der Red Beds.

Die Frage der Entstehung der Red Beds ist seitens der amerikanischen Geologen im allgemeinen in wesentlich übereinstimmender Weise behandelt worden. Ohne auf die älteren Ansichten an dieser Stelle näher einzugehen, möchte ich nur auf die Arbeiten N. H. Dartons etwas ausführlicher zu sprechen kommen, der sowohl in den von ihm bearbeiten Folios des »Geologic Atlas«, als auch in verschiedenen Monographien[1]) die Genesis der Red Beds zu lösen versucht hat und zurzeit als eine erste Autorität für Sedimentärbildungen gilt.

Da beide Professional papers schon längere Zeit bei der Survey vergriffen sind, halte ich es für angebracht, seine diesbezüglichen Ausführungen, unter gleichzeitiger Heranziehung dessen, was Fenneman in Bull. 265 über den beregten Gegenstand mitgeteilt hat, in kurzen Zügen hier wiederzugeben.

Während des Unteren Cambriums war ein großer Teil der westlich-zentralen Staaten Land. Im Mittleren Cambrium bildete sich ein Binnenmeer mit unregelmäßiger Strandlinie um eine Serie von Inseln, das bis zu den Rocky Mountains reichte. Von den alten kristallinischen Gesteinen dieser Inseln trugen Brandungswellen und Ströme Sand und Gerölle ab, die in Gestalt einer weitausgedehnten Decke von Sandstein und Konglomerat teilweise am Meeresufer und teilweise in seichtem Wasser an der Küste oder in Buchten abgelagert wurden. In einigen Gebieten finden sich Aufschlüsse, in denen diese, viel lokales Material enthaltenden Sedimente gegen die unregelmäßige Oberfläche der diese Strandlinie bildenden kristallinischen Gesteine anstoßen. So war der zentrale Teil der Black Hills in den früheren Stadien dieser Periode möglicherweise eine Insel und die Laramie Range und Rocky Mountain Front Range während einer langen Periode aus dem Cambrischen Meere emporragende Hochländer. Im nördl. Teil der Provinz sammelten sich mächtige Ablagerungen in dem Maße an, als die Transgression während des Mittleren Cambriums andauerte; es ist aber kein Beweis dafür vorhanden, daß sie sich bis in das östl. Colorado fortsetzte. Die spärlichen Ablagerungen des Oberen Cambriums bei Manitou und Cañon City weisen aber darauf hin, daß die See schließlich die Linie der gegenwärtigen Colorado Front Range erreichte, und da die Ablagerungen in Buchten stattfanden, die möglicherweise mit größeren Arealen offenen Wassers in Verbindung standen, so lag ohne Zweifel ein großes Areal von Ablagerungen des Oberen Cambriums östlich unter Colorado.

Die Transgression hielt auch noch während des Unteren Silurs an, und müssen östlich von den Rocky Mountains ausgedehnte Ablagerungen kalkiger Sedimente stattgefunden haben, die unter dem östlichen Colorado beträchtliche Mächtigkeit erreichen. Mit Ausnahme der Buchten lag die Westküste augenscheinlich östlich von der ausgedehnten Red Beds-Granitauffaltung. Vielleicht erstreckten sich die Ablagerungen ursprünglich auch weiter westlich längs der Gehänge der Rockies und wurden durch später einsetzende Erosion an den steileren Küsten abgesetzt.

Vom Schlusse des Unteren Silurs bis zur Unteren Kreide bietet die Auffaltung längs der Westgrenze der Great Plains Region keine Stützpunkte für die geologische Zeitenfolge. Oberes Silur und Devon fehlen durchaus; vielleicht deshalb, weil nur eine Flachsee oder niedriges Land da war, die keine bemerkenswerten Spuren der Erosion hinterlassen konnten.

Im Unteren Carbon fand eine ausgesprochene Senkung statt, die Tiefseeverhältnisse über die ganze Region schuf. In dieser Periode bemerken wir eine Ablagerung kalkiger Sedimente, die uns heute in Schichten reinen Kalksteins von mehreren hundert Meter Mächtigkeit in den Black Hills, den Bighorn Mountains, dem Hartville Uplift und, wenn auch weniger mächtig, in isolierten Distrikten Colo-

[1]) Preliminary report on the geology and underground water resources of the central Great Plains (Prof. pap. 32 d. Svy.); Geology and underground waters of the Arkansas valley in eastern Colorado (Prof. pap. 52 d. Svy.).

rados entgegentreten. Der das Untere Carbon repräsentierende Millsap-Kalkstein erscheint nur an einigen Stellen der Rocky Mountain Front in Colorado, augenscheinlich in angeschwemmtem Land, das sich westlich von einer jetzt unter Sedimenten des Oberen Carbons begrabenen, allgemeinen Strandlinie erstreckte. Im späteren Untercarbon fand Auffaltung statt, die die Bildung seichter Seebecken nach sich zog, mit Bildung kalkiger und sandiger Sedimente in einigen Teilen der Region im Nordwesten, während längs der Front Range in Colorado ein Zurückweichen der Strandlinie von unbekannter Ausdehnung ostwärts stattfand, ein Verhältnis, das durch eine ausgesprochene Diskordanz der obersten Schicht des Millsap-Kalksteins bestätigt wird.

Während des Mittleren oder Oberen Carbons dehnte sich die Strandlinie längs der heutigen Rocky Mountain Front Range aus, und die grobkörnigen roten Sedimente der Red Beds (Fountainformation) wurden zum Teil auf Granit abgelagert. Starke Strömungen und langsam fließende Gewässer müssen damals Buchtenbildungen erzeugt haben, und ein seichtes Meer erstreckte sich weit nach Osten und Südosten. Schließlich aber nahm die Tiefe des Meeres in gedachten Richtungen zu, und die grobkörnigen Ablagerungen wichen zum Teil solchen von Kalksteinen und Schiefern. Kalksteine treten auch im Norden, in Wyoming, und im Süden, in New Mexico, auf, so daß das Hauptgebiet der Ausscheidung der grobkörnigen Sedimente zwischen dem Huerfano River und der Wyoming-Staatsgrenze gelegen haben muß. Im Perm bildete sich ein seichtes Meer, das sich über den westlichen Teil der Region der Central Plains und weit nach Nordwesten erstreckte. In diesem Becken wurde die große Masse der roten Schiefertone der Chugwaterformation[1]), oder die oberen Red Beds mit ihren ausgedehnten, zwischengelagerten Schichten von Gips ausgeschieden, die vielleicht Produkte eines ariden Klimas sind. Der sandige Ton dieser Bildung sammelte sich in dünnen Lagen bis zu einer Mächtigkeit von 200—350 m in Wyoming und den Black Hills, ist aber beträchtlich geringer in Colorado. Hinsichtlich der tiefroten Färbung der Red Beds betont DARTON ihre große Gleichförmigkeit; rot sei demnach die ursprüngliche Farbe des Gesteins gewesen, und diese Farbe bleibe sich nicht nur überall im Ausgehenden gleich, sondern zeige sich auch innerhalb der ganzen Mächtigkeit der Formation, wie aus Tiefbohrungen hervorgehe. Sie sei also nicht auf spätere oder auf Oberflächenoxydation zurückzuführen. Diese Ausscheidung roten Schlammes wurde zeitweise durch chemischen Niederschlag verhältnismäßig reinen Gipses unterbrochen, der in Mächtigkeit von wenigen Zoll bis 10 m variiert und oft frei von jeder Beimischung mechanischer Sedimente ist. Diese Gipsschichten sind ohne Zweifel das Produkt der Evaporation, während mechanische Sedimentbildung zeitweilig aufgehoben war: Verhältnisse, die auf einen verminderten Regenfall hinweisen. Anders kann man wohl sonst kaum ihre fast allgemeine Reinheit verstehen. Die größte Menge der roten Sedimente wurde in seichtem Wasser abgeschieden, so daß Senkung und Absatz während der meisten Zeit gleichen Schritt hielten.

Im Südosten, in Kansas und Oklahoma, wurden gleichzeitig mit den gipshaltigen Red Beds dunkle Schiefertone abgesetzt, in die jene übergehen. Diese Schiefer, permischen Alters, enthalten Salzlager und Gipsschichten in wechselnden Horizonten. Auch im Südosten sind einige der untersten Red Beds durch Kalksteine in den Schichten des Unteren Perms als Produkte der Tiefsee vertreten. Ob der Absatz der Red Beds bis in die Trias oder während dieser in der Region der Central Plains andauerte, läßt sich (nach DARTON) nicht entscheiden; jedenfalls aber kam der Absatz der Red Beds durch Auffaltung, die die ganze Region über den Seespiegel erhob, zum Abschluß. Wahrscheinlich dauerten diese Verhältnisse während des späteren Teils, wenn nicht der ganzen Trias und des Jura fort, während welcher Zeit keine Absätze mehr, aber wahrscheinlich geringe

[1]) Die Chugwater Formation ist identisch mit der Lykins.

Erosion stattfand. Südlich von der Wyoming Staatsgrenze ist dieses Intervall durch den Hiatus zwischen den oberen Red Beds und der auf ihnen lagernden Morrisonformation gekennzeichnet.

So weit die summarischen Ausführungen Dartons, aus denen ersichtlich ist, daß er nicht wie Fenneman drei, sondern nur eine Serie der Red Beds unterscheidet, bzw. nur von »unteren« und »oberen« Red Beds spricht und für die Zuteilung dieser Bildung zur Trias nur ein »Wahrscheinlich« übrig hat. Im übrigen decken sich die Ausführungen Fennemans im wesentlichen mit jenen von Darton, nur legt er ein größeres Gewicht auf die morphologischen Veränderungen, die während der verschiedenen Transgressionen stattgefunden haben.

Die Red Beds südlich und westlich der Rocky Mountains.

Wenn man mit der Atchison, Topeka und Santa Fé-Eisenbahn die kontinentale Wasserscheide bei dem durch seine Kohlenlager wichtigen Platze Raton (spr. Ratuhn) in 2135 m Meereshöhe überschritten hat, bemerkt man westl. vom Bahnbett gewaltige Züge der Red Beds, die auch noch bis über Las Vegas hinaus bis nach Albuquerque und westl. davon die landschaftliche Szenerie durch ihren Formenreichtum beleben. Leider sind die Red Beds hier noch verhältnismäßig wenig erforscht, da der fast vollständige Mangel an Wasser in diesen geologisch interessanten Gegenden nur einer wohlausgerüsteten Expedition es möglich machen würde, in diesen Wüstengegenden auf längere Zeit Aufenthalt zu nehmen.

In New Mexico sind bisher nur die Red Beds im zentralen Teile des Staates, vom Galisteo Creek am südl. Ende der Rocky Mountains bis zum Orte Rincon, 200 Meilen südlich davon, sowie in der Nähe von Elephant Butte am Rio Grande, ein Ort, der die Fra Cristobal Range im Norden und die Sierra de los Caballos im Süden hat, näher untersucht.

Nach den Untersuchungen von Willis T. Lee[1]) lassen die Red Beds von Galisteo bis Rincon gleich den Red Beds östl. der Rockies ebenfalls drei wohl voneinander zu unterscheidende Abteilungen erkennen. Die unterste, aus massivem, dunkelrotem Sandstein bestehend, hat eine Mächtigkeit von 250 m im Maximum. Die mittlere Schicht besteht aus hellroten und weißen Schiefertonen, mit zwischengelagerten Bändern von Kalkstein. Wichtig ist das Auftreten von Gipslagern in dieser Schicht, die stellenweise 45 m mächtig sind; wo Gips ansteht, fehlt Kalkstein. Die obere Abteilung der Red Beds besteht aus wechsellagernden Schichten von gelbem, hellrotem und weißem Sandstein und Schieferton, bei einer Mächtigkeit von einigen hundert Meter; sie ist gipsfrei.

In der in Rede stehenden Region lagern die Red Beds diskordant auf Kalksteinschichten des Oberen Carbons. An der Basis der roten Schichten lagert ein Kalksteinkonglomerat, dessen Geschiebe Fossilien enthalten, die identisch mit jenen sind, auf denen die Konglomerate aufsetzen. Diese Tatsache konstatiert Lee besonders von den Höhenzügen östlich von Socorro, im Abo Cañon östlich von Belen und am nördl. Ende der Sandia Mountains. Mehrere Kalksteinserien der mittleren Abteilung der Red Beds enthalten ebenfalls Fossilien, die obere Abteilung dagegen nur wenige.

In der südl. Hälfte der Region kommt eine mehrere hundert Fuß mächtige Kalksteinserie vor, die auf der vorigen auflagert und sehr fossilienreich ist. Wie Lee ausführt, hat Girty die Fauna der Red Beds zum Oberen Carbon gezählt; er erwähnt ferner, daß die Fauna des auf den Red Beds folgenden Kalksteins ebenfalls in das Carbon gehört und möglicherweise älter ist, als die Guadalupian Fauna[2]), oder mit anderen Worten, daß die gesamten, 700 m mächtigen

[1]) The Red Beds of the Rio Grande Region in Central New Mexico. Journal of Geology. Vol. 15. 1907. S. 52ff.

[2]) Vgl. Girty, The Guadalupian Fauna. Prof. paper 58 d. Survey. 1908. 651 S. 31 Taf.

Red Beds der Rio Grande Region dem Carbon angehören und wahrscheinlich älter sind, als das Guadalupian oder das sogen. Perm des westlichen Texas.

Keine roten Sedimente wurden unmittelbar über den obersten Kalksteinlagern des Carbons beobachtet.

Da nun die Red Beds östl. und westl. der Rio Grande Region bisher wenigstens zum Teil als zur Trias gehörig bezeichnet wurden, so muß es in der Tat befremdlich erscheinen, daß die ganze Serie der 700 m mächtigen Red Beds der beschriebenen Region älter als permisch sein soll. LEE meint aber, daß für den Fall, daß triassische und permische Schichten jemals in der betr. Region abgelagert wurden, diese vor der Ablagerung der zur Oberen Kreide gehörenden Sedimente abradiert wurden. Weiteren Untersuchungen dürfte es vorbehalten sein, in dieser Sache endgültige Klarheit zu schaffen.

Eine zweite oder jüngere Red Beds-Serie beschreibt LEE in seinem Bericht westl. von Engle, nahe Elephant Butte. Sie besteht aus Schiefertonen, Sandstein und Konglomerat von lebhaften Farbentönen und ist im Mittel einige hundert Meter mächtig. Die Schicht ist nur da gut aufgeschlossen, wo der Rio Grande und seine Nebenflüsse sie erodiert haben, besonders zwischen den Caballos- und Fra Cristobal Mountains. Die Schicht stellt das oberste Glied kohleführender Sandsteine dar und enthält neben fossilen Pflanzenresten Knochen von Dinosauriern (*Triceratops*). GIDLEY vom National Museum in Washington hat diese Red Beds als »late cretaceous« bezeichnet. Eine ähnliche Serie findet sich nördl. der genannten Region.

In einer späteren Publikation[1]) teilt LEE die Red Beds-Serien des Oberen Carbons des zentralen New Mexico in eine untere (Magdalena group) und in eine obere (Manzano group) Gruppe. Die Manzano stellt die eigentlichen Red Beds des Carbons dar. Die Magdalena teilt er dann weiter in die 150—250 m mächtige Sandiaformation, die den unteren Teil der Magdalena darstellt, während er den oberen Teil als Madero - Kalkstein klassifiziert. Unterhalb der Manzano lagert die Yesoformation, die von dem Abo-Sandstein gefolgt wird.

Auch in den Zuni Mountains wurden von DUTTON schon früher bis zu 550 m mächtige Red Beds-Schichten des Oberen Carbons und Perms, die direkt auf präcambrischem Gestein auflagern, nachgewiesen[2]).

Sehr wichtig ist auch das Vorkommen von Erzlagerstätten in den Red Beds New Mexicos, in denen, vergesellschaftet mit Kupfer, Calcit, Baryt, Pyrit, Eisen und Kohle auftreten. Die Erzvorkommen bilden die direkte Fortsetzung des sich vom nördlich zentralen Utah südöstlich durch den südwestlichen Teil von Colorado und den nordwestlichen Teil New Mexicos bis nach Texas erstreckenden Gürtels erzhaltiger Zonen[3]).

Hinsichtlich der Genesis der Red Beds ist LEE der Ansicht[4]), daß in der Rio Grande-Region Beweise für Auffaltung und Erosion im mittleren Obercarbon vorhanden seien, welche Veränderungen in der Topographie des Gebiets unmittelbar vor der Ablagerung der Manzanoschichten stattfanden. »Diese Auffaltung kann möglicherweise frühe genug eingetreten sein, um die Ablagerung der unteren (Magdalena) Red Beds zu verhindern, während ihr Nichtvorkommen im Rio Grande Valley sich besser als ein Resultat der Erosion erklären läßt. Wegen der Unsicher-

[1]) LEE u. GIRTY, The Manzano Group of the Rio Grande Valley, New Mexico, Bull. 389 d. Svy.

[2]) CL. E. DUTTON, Mount Taylor and the Zuni Plateau. 6th Ann. Rep. d. Svy. S. 105.

[3]) W. LINDGREN, L. C. GRATON u. CHAS. H. GORDON, The ore deposits of New Mexico. Prof. paper 68 d. Svy. 1910. — S. F. EMMONS, The copper in the Red Beds of the Colorado Plateau region. In Bull. 260 d. Svy.

[4]) Bull. 389. S. 39.

heit der Altersbestimmung der Schichten oberhalb des basalen Konglomerats bei Bernal, Rowe und im Apache Cañon läßt es sich nicht sagen, ob diese Auffaltung mit jener gleichalterig ist, die in der späteren Magdalenazeit stattfand, oder ob sie mit jener Auffaltung zusammenfällt, die eine ausgedehntere Erosion nach sich zog, derzufolge eine stärkere Diskordanz an der Basis der Red Beds im Apache Cañon, der man ein permisches oder triassisches Alter zuschreibt, nachweisbar ist.«

Von den Red Beds New Mexicos wenden wir uns nordwärts in das Gebiet der San Juan Mountains[1]).

Diese gewaltige Gebirgsgruppe besteht in der Hauptsache aus tertiären Eruptivgesteinen, die auf paläozoischen und jüngeren Sedimenten ruhen, die ihrerseits wieder in diskordanter Lagerung präcambrische Gebirgsglieder bedecken. Wichtig ist dabei die Tatsache, daß sämtliche Gebirgsglieder vom Paläozoicum aufwärts von einem Punkt im westlich zentralen Teil der ganzen Kette südlich, westlich oder nördlich fallen.

Über die geologische Stellung der Sedimentärschichten, ihre lithologische Zusammensetzung und Korrelation gibt die nachfolgende tabellarische Übersicht Auskunft.

Schichtenfolge der Sedimentärablagerungen im Gebiet der San Juan Mountains.

(Bearbeitet nach dem Ouray Folio des Geologic Atlas.)

Periode	Name der Serie	Charakter und lithologischer Bestand
Kreide	Mesaverde-formation	Serie grauer oder gelblicher, quarzitischer Sandsteine und sandiger Mergelschiefer. Massiv und kreuzschichtig im unteren Teil; Kohlenflöze im oberen Teil. Zahlreiche Fossilien von Invertebraten. 100 m mächtig.
	Mancos-shale	Weiche, dunkelgraue bis schwarze, kohlehaltige Tonschiefer mit Linsen unreinen Kalksteins. Fossilienführend. 400 m mächtig.
	Dakota sandstone	Grauer oder rostbrauner Sandstein mit wechselnden Mengen von Konglomerat, mit Einschlüssen von Hornstein an der Basis. Schwach fossilienführend. 35—70 m mächtig.
Jura	Mc Elmoformation (syn. Morrissonformation, Como beds u. Flaming gorge group).	Serie wechsellagernder, leicht zerreiblicher, feinkörniger, gelblicher oder gräulicher Sandsteine, Schiefertone und Kalksteine. Die Schiefertone sind grün, hell- oder dunkelrot bis schokoladebraun. Fossilienfrei. 170—270 m mächtig.

[1]) Vgl. Geologic Atlas, Folio 57 (Telluride), 120 (Silverton), 130 (Rico), 131 (Needle Mountains), 153 (Ouray), 171 (Engineer Mountain). — Cross u. Howe, Red Beds of south-eastern Colorado. Bull. Geolog. Society of Am. 1905. Vol. 15. S. 447.

Periode	Name der Serie	Charakter und lithologischen Bestand
Jura	La Plata sandstone (syn. Whyte cliff sandstone)	Zwei massive Schichtenstöße zerreiblicher, weißer, kreuzschichtiger, quarzitischer Sandsteine mit zwischengelagertem, schmalem Band eines dunklen Kalksteins oder kalkhaltigen Schiefers, der teilweise in Breccie übergeht. Fossilienfrei. 35 m mächtig.
	—Diskordanz—	
Trias	Doloresformationn(syn. Shinarump- u. Vermilion Cliff format. d. Plateau Region)	Sandige Mergel und feinkörnige Sandsteine und Tonschiefer von grellroter Farbe, mit feinem Kalksteinkonglomerat nahe der Basis, in dem Zähne und Muscheln von Gasteropoden vorkommen, die auf triassisches Alter hinweisen. 35 m mächtig.
	—Diskordanz—	
Perm	Cutlerformation (syn. Fountainformation der Red Beds)	Serie grellroter Sandsteine und hellroter »grits« und Konglomerat, wechsellagernd mit sandigen Schiefern und erdigen oder sandigen Kalksteinen von verschiedenen Farbenabstufungen in Rot. 750 m und mehr mächtig. Eisenschüssig.
Oberes Carbon	Hermosaformation (syn. Aubreyformation von Utah und Arizona)	Serie von »grits«, Sandsteinen, Schiefern und Kalksteinen in variierender Verteilung. »Grits« und Sandsteine herrschen in den mittleren und unteren Teilen in massiger Lagerung vor, während der unterste Teil aus dünnschichtigen Sandsteinen, Schiefertonen und Kalksteinen besteht. Fossilien von Invertebraten kommen im Schiefer und Kalkstein vor. 400—700 m mächtig.
Mittleres und Unt. Carbon	Molasformation (syn. Lykinsformation der Red Beds)	Rote, kalkhaltige Schiefer und Sandsteine mit Einschlüssen von Quarzit, Hornstein und Kalkstein, die Fossilien des Unteren Carbons (Mississippian) und dünne Kalksteinlinsen, die solche des Oberen Carbons (Pennsylvanian) enthalten. Bis 20 m mächtig.

Aus der vorstehenden tabellarischen Übersicht geht hervor, daß die Lagerung der einzelnen Red Beds-Serien nicht genau mit jener östlich der Rocky Mountains übereinstimmt. Die Molasformation ist die älteste der roten Sedimentärbildungen und ruht ihrerseits diskordant auf dem bis zu 60 m mächtigen, der Devonformation zugehörigen, fossilienführenden Ouraykalkstein auf. Die mit der Morrison identische Mc Elmoformation wird hier dem Jura (statt Untere Kreide) zugeteilt.

Eine allen wissenschaftlichen Ansprüchen genügende Erklärung der Genesis der Red Beds des San Juan-Distrikts, selbst auf Grund des vorliegenden Materials zu geben, ist heute noch unmöglich, da einerseits das ganze Gebiet noch nicht in

allen Einzelheiten genügend erforscht ist, und weil weiter die während der Tertiärzeit gerade in den San Juan Mountains überaus heftig wirkenden dynamischen Kräfte durch Auffaltungen, Verwerfungen und vulkanische Ausbrüche den Bau des Gebirgssystems derart veränderten, daß nur sehr schwer ein ursprüngliches Bild der Ablagerung der zweifellos einen fluviatilen Ursprung aufweisenden Red Beds gewonnen werden kann. Auch ist es nicht möglich, festzustellen, inwieweit das Kreidemeer die San Juan Mountains bedeckte, da Tuffe und Laven eine nähere Prüfung darunterliegender Schichten ausschließen. Die gegenwärtige Erhebung der ganzen Region über den Meeresspiegel muß als das Resultat zahlreicher oszillatorischer Bewegungen in der Gestalt von Auffaltungen und Einsenkungen betrachtet werden, die mit dem Schlusse der Kreide stattfanden.

Ohne weiter auf die anderen Vorkommen der Red Beds im W. des Kontinents näher einzugehen, da ein solches Unternehmen nur ein weiteres Fortspinnen des bereits Gesagten mit gleichzeitiger Hinzufügung von etwa einem Dutzend oder mehr Namen für eine und dieselbe Sache bedeuten würde, sei nur noch des Vorkommens mächtiger Red Beds-Ablagerungen triassischen Alters im nördlichen Washington gedacht, wo sie in den das Methow Valley, nahe dem Orte Ventura, begrenzenden Gebirgszügen, vergesellschaftet mit Sandsteinen, Schiefern und Kalksteinen der Similkameenformation im Westen und dem Winthropsandstein im Osten, beide der Kreide zugehörig, auftreten. Die Venturabildung streicht nord-südlich bei steilem östlichen Fallen[1]).

Morphologie der Red Beds.

Über die allgemeine Morphologie der Red Beds gibt Fig. 1 näheren Aufschluß.

Als besonders in die Augen springende Eigentümlichkeit sämtlicher Gebilde, abgesehen von den bizarren Formen, ist das meist sehr steile Fallen (75—45°) gegen die Ebene. An jenen Stellen wo die Red Beds im Kontakt sind mit den archäischen Gesteinen, ragen sie senkrecht oder nahezu senkrecht aus der Ebene empor; hier sind sie auch am gewaltigsten entwickelt und erreichen (z. B. bei Eldorado Springs) eine Höhe von 500—600 m über der Talsohle. Bei dem genannten Ort hat vor einigen Jahren die Denver, Northwestern and Pacific Railway (Moffat Road) mehrere Tunnels durch sie hindurchgetrieben, die über 250 m über der Talsohle liegen.

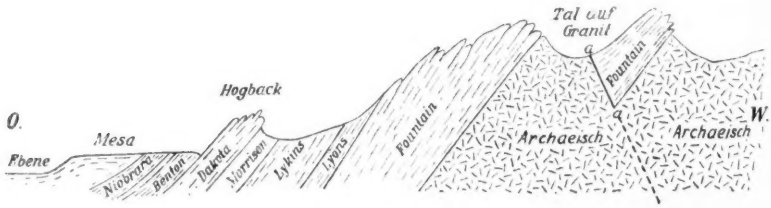


Fig. 1. Profil der Lagerung der Red Beds an den Foothills, westl. von Denver Colo. (nach FENNEMANN, U.S. Geol. Soy) a-a Verwerfung.

An jenen Stellen wo die Red Beds nicht mehr im Kontakt mit den eigentlichen Foothills sind, wie z. B. bei Morrison und von da südlich bis zum Garden of the Gods, liegt zwischen ihnen und den Foothills ein Tal von etwa 2—3 Meilen Breite, in dem die Red Beds die östliche Grenzwand bilden. Gerade an diesen

[1]) J. C. RUSSELL, A preliminary paper on the geology of the Cascade Mountains in northern Washington. 20. Ann. Rep. d. Svy. Part II. S. 83—210.

Stellen läßt sich am besten ihre petrographische Zusammensetzung studieren. Die Kette der Red Beds ist indessen nicht kontinuierlich; ihre direkte Fortsetzung wird oft auf Meilen unterbrochen, und nur hier und da ragen einzelne Gebilde in die Lüfte.

Die steile Aufrichtung der Red Beds fällt in das Tertiär. Während dieser Periode, in der die Hochgebirgskette der Colorado Front Range in die Erscheinung trat, bzw. durch sukzessive dynamische und vulkanische Kräfte aus großer Tiefe langsam emporgepreßt wurde, fand eine Teilung der ursprünglich horizontal abgelagerten Red Beds-Schichten in eine östliche und westliche Hälfte in der Weise statt, daß die von unten gehobenen granitischen Massen die über ihnen lagernden Red Beds durchbrachen, sie gewissermaßen beiseite schiebend, um dann, da kein weiteres Hindernis mehr im Wege war, allmählich bis zu einer Meereshöhe von 3500 m sich zu erheben. Seit dem Tertiär hat eine weitere Hebung der Front Range nicht mehr stattgefunden.

Die mit diesem Hebungsprozeß Hand in Hand gehende orogenetische Bewegung ließ auch gleichzeitig die große Zahl der W.-O. streichenden Cañons entstehen (u. a. Clear Creek-, Bear Creek, Turkey Creek-, Platte Cañon usw.), die den von der Front Range herabströmenden Gewässern einen natürlichen Weg wiesen. Während der Eiszeit, die bekanntlich auch die Front Range betraf, wurde das erodierende und ausfeilende Werk des Wassers in erhöhtem Maße fortgesetzt und griff in gleicher Weise auch die Red Beds mächtig an, riß sie von den Ausgängen der Cañons weg oder trug sie an anderen Stellen völlig ab und schuf zugleich jene bizarren Gebilde, die heute die Bewunderung aller erregen, die sie zum ersten Male geschaut haben.

Mit der Hebung der Front Range ging gleichzeitig ein Einsinken der Osthälfte der Foothill-Region Hand in Hand, demzufolge die Red Beds heute nicht mehr bis zu jener Meereshöhe anstehen, in der wir sie erwarten sollten. Cretaceische und jüngere Schichten bedecken sie heute bis zur Mississippi-Talebene, und nur die steil aufgerichteten, gegen die archäischen Foothills anstoßenden Red Beds sind als letztes Überbleibsel dieser großartigen, gebirgsbildenden Vorgänge stehen geblieben.

Auf der W.-Seite der Front Range fand ein Einsinken des Landes nicht statt, weshalb denn auch die Red Beds dort im allgemeinen nicht jene Konfiguration zeigen wie auf der Ostseite. Sie sind dort im großen und ganzen noch in ihrer ursprünglichen Lage geschichtet, teilweise zwischen älteren und jüngeren Gebirgsgliedern eingekeilt, teilweise auch völlig frei gelegt, wie beispielsweise in den Tälern des Grand- und Green River oder in New Mexico und Arizona.

Eine andere Eigentümlichkeit der steil fallenden Red Beds ist die, ich möchte sagen, dachschieferförmige Anordnung der einzelnen Schichtungsebenen, die dem Gestein das Aussehen mehrerer übereinander lagernder Platten verleihen. Offenbar ist diese Erscheinung eine Phase des »Gesteinsfließens«, indem das nach abwärts strömende, über die Red Beds fließende Wasser den Sandstein zu einer breiartigen Masse löste, die, dem Gesetz der Schwere folgend, in trägem Abwärtsgleiten diese Gesteinslappen erzeugt hat. Die später einsetzende Erhärtung des Gesteins hat dann die weichen Massen permanent verfertigt.

Daß die einzelnen Serien der Red Beds verschiedene Härtegrade aufweisen und vom (untersten) fast granitharten Fountain-Sandstein bis zum (obersten) zwischen den Fingern zerreiblichen Lykins-Sandstein alle Stufen der Härteskala aufweisen, ist als eine direkte Wirkung des Gebirgsdruckes zu erklären.

Sind die Red Beds eine Wüstenbildung?

Die Frage, ob die Red Beds eine Wüstenbildung darstellen oder als eine Wirkung äolischer Kräfte zu erklären sind, ist von den amerikanischen Gelehrten niemals gestellt worden; erst in der neuesten Zeit hat Barrell[1]) unter Bezug-

[1]) Journal of Geology. Vol. 16 (1908). S. 285—293. — Vgl. auch Huntington in Bull. Geol. Soc. of Am. Vol. 18 (1907). S. 379—382.

nahme auf die von den Anhängern dieser Theorie als Hauptbeweisgrund ins Feld geführte rote Farbe der Sandsteine sie aufgegriffen, aber im ablehnenden Sinne beantwortet.

Es erscheint untunlich, an dieser Stelle nochmals die eine Wüstenbildung der Red Beds befürwortenden Gründe aufzuführen; sie können als genügend bekannt vorausgesetzt werden, und sei dieserhalb einfach auf das verwiesen, was Em. Kayser und Johannes Walther u. a. in beregter Sache hierfür ins Feld geführt haben.

Was nun die gegenteiligen Gründe anbetrifft, so dürfte zunächst die physische Unmöglichkeit der Ansammlung von mehreren tausend Meter mächtigen Bildungen, wie es die Red Beds im W. Nordamerikas nun einmal sind, durch äolische Kräfte in Betracht zu ziehen sein. Wären sie wirklich äolischen Ursprungs, dann müßten diese Kräfte vom Ausgang der Carbonzeit, während des Perms und bis in die Trias hinein in ununterbrochener Tätigkeit gewesen sein und hätten durch keine anderen Agenzien ein Störung erfahren dürfen, auch selbst wenn man annehmen wollte, daß die Wüstenlandschaften, in denen sie sich ablagerten, zeitweise der Schauplatz hereinbrechender Meeresüberflutungen gewesen wären. Aber auch angenommen, daß die äolischen Kräfte während dieser ungeheuren Zeiträume gewirkt hätten, dann müßten diese roten Sandsteinmassen von anderswoher an ihren jetzigen Ort der Ablagerung gebracht worden sein, und es würde sich sofort eine andere vorwitzige Frage stellen lassen: Wo lagen diese, die Red Beds liefernden Festländer, und wie haben sie sich dort gebildet? Man hat allerdings die »Nordatlantis« in neuester Zeit als Lieferanten für so viele, bisher unerklärlich gebliebene geologisch-paläogeographische Fragen in die Diskussion gezogen und die Red Beds als Produkte der Abtragung von diesem Kontinent bezeichnet, allein es liegt nicht der geringste Grund vor, »in die Ferne zu schweifen«, wo das »Gute so nahe liegt«.

Meiner Meinung nach müssen wir die Bildung der Red Beds an denselben Stellen, wo sie sich finden, zu erklären versuchen, und es ist auch in der Tat genug Material zur Hand, was für eine Erklärung hinsichtlich ihrer Bildung in loco selbst spricht.

Während das Obere Carbon in Nordamerika bekanntlich heute als eine vorwiegend terrestrische Bildung dargestellt wird, ist das Perm eine pelagische Bildung, und wir haben keinen Grund, für die Bildung der Red Beds andere Ursachen heranzuziehen, als jene, die die pelagischen Ablagerungen des Perms überhaupt zuwege brachten. Weiter wissen wir (s. oben), daß während des Mittleren und Oberen Carbons bereits die Bildung der Red Beds einsetzte, ein Prozeß, der jedenfalls durch eine Transgression vom pazifischen Ozean her eingeleitet wurde, und bei dem die Gneise, Granite, Syenite usw. jener Perioden ihr Gesteinsmaterial zur Bildung der Sandsteine abgaben. »Noch in der Gegenwart«, sagt Zirkel[1]), »bilden sich an den Meeresküsten, insbesondere wärmerer Regionen Sandsteine da, wo die Gewässer zusammengeschwemmte lose Sandkörner durch ein Bindemittel verkitten, zu welchem vorzugsweise der von Muschelschalen herrührende kohlensaure Kalk dient.«

Nun ist aber der bisher allerdings nur in den Tropen gefundene Laterit, jenes durch Ferd. von Richthofens Untersuchungen näher bekannte, eisenschüssige Eluvialgebilde eine Sedimentablagerung, die, vermischt mit sandigem und tonigem Material, ihre rote Farbe dem Meeresschlamm mitteilt. Wäre es da nicht möglich, ja vielleicht wahrscheinlich, daß die Red Beds, von denen einige Serien gleichfalls eisenschüssig sind, mit der Bildung des Laterits in jenen erdgeschichtlichen Perioden in Zusammenhang stünden? Gerade der Eisenoxydgehalt der roten Sandsteine würde zugunsten einer solchen Annahme sprechen, zumal wenn wir die klimatischen Verhältnisse des Carbons und Perms in Rechnung ziehen, die jeden-

[1]) Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. Bd. 3. S. 732.

falls einer Lateritbildung günstig waren. Schon NEUMAYR[1]) sagt: »Es ist vielleicht kein Zufall, daß sich die größten Anhäufungen rotgefärbter Sedimente in den so oft transgredierend auftretenden Schichten des »Rotliegenden« (Permformation) vorfinden, diesen aber der Zeit nach die Steinkohlenformation voranging, in der weithin kontinentale Verhältnisse geherrscht haben, also nach Analogie mit der Gegenwart auch eine Zersetzung des Festlandes und Entstehung einer roten Verwitterungskruste stattgefunden haben muß. Was sich in dieser Periode an roten Verwitterungsprodukten gebildet hat, wurde bei der Transgression der Permformation in deren neu abgelagerte Gesteine aufgenommen. In derselben Weise erklärt man auch die rote Farbe der triassischen Sandsteine an der atlantischen Küste von Neuschottland bis Südcarolina.« Und RUSSELL[2]) sagt mit Bezug auf die rote Farbe der Newark-Sandsteine: »Es folgt, daß die aus dem äolischen Zerfall der kristallinischen Gesteine resultierenden eisenschüssigen Sande das Material für die roten Sandsteine und Schiefer liefern, wenn diese in Wasser enthaltenden Becken ausgeschieden werden. Ausnahmen mögen vorkommen, wenn die Trümmergesteine genügender Zerreibung ausgesetzt werden, so daß die Eisenoxydinkrustationen abgetragen werden, oder wenn sie der Wirkung chemischer Agenzien, die eine auflösende Kraft besitzen, ausgesetzt sind ... Das Material, das die geschichteten Gesteine des Newark-Systems zusammensetzt, erhält seine rote Farbe während der Desintegration der Gesteine, aus denen es sich bildete. Sollte diese Hypothese durch künftige Untersuchungen gestützt werden, dann würde folgen, daß die jene Gesteine zusammensetzenden Brocken in Seen oder Buchten abgesetzt wurden, wo sie nicht einer lange andauernden Abspülung durch die Wellen ausgesetzt waren, oder der Wirkung jener natürlichen Agenzien, die eine ablösende Kraft besaßen.« RUSSELL ist der Ansicht, daß die roten Sandsteine des Newarksystems und auch der Rocky Mountains aus den Trümmern von Landmeeren gebildet wurden, die der Wirkung einer warmen, feuchten Atmosphäre ausgesetzt waren. Allerdings spricht er nicht von Transgressionen, die bei der Bildung des Newarksystems auch nicht in Frage kommen.

Auch der fast überall einen stetigen Begleiter der Red Beds bildende Dakota-Sandstein, an dessen mariner Bildung in der Unteren Kreide wohl niemals ein Zweifel geherrscht hat, verdankt seine stellenweise blutrote Färbung der Desintegration von Eisenoxyd- und Manganperoxyden. Infolge seines höheren Kieselsäuregehalts härter wie die weicheren Serien der Red Beds, ist er im allgemeinen weiß, mit einem leichten Stich ins Gelbliche, oder Gräuliche, zeigt Kreuzschichtung und weist Ripplemarken auf. An mehreren Stellen seines Vorkommens zeigen die obersten Lagen eine ausgeprägt säulenförmige Absonderung, so daß das Gestein, aus der Ferne gesehen, den Eindruck von Basaltsäulen macht. Eine besondere Eigentümlichkeit des Dakota ist sein Verhalten der Verwitterung gegenüber. Unter der vereinten Wirkung von Wasser und Luft zeigt die Oberfläche des Gesteins massenhaft Stellen, die einem von Bohrwürmern angefressenen Baumstamm gleichen. Besonders schön konnte ich derartige gesteinszerstörende Wirkungen an dem bei Leyden (unweit Denver) auftretenden Dakota beobachten.

Was endlich die Fossilienfreiheit der mittleren und oberen Red Bedsserien anbelangt (daß die unterste Serie Fossilien enthält, hat man in deutschen geologischen Kreisen bisher nicht beachtet), welche Tatsache man als einen der Hauptgründe für die äolische Bildung der Serien ins Feld führte, so dürfte sich jene dadurch erklären lassen, daß während der lange andauernden Perioden der Red Bedsbildung es zu einer Entwicklung irgendwelcher Faunen in dem roten Schlamm überhaupt nicht kommen konnte, und daß der rote Sandbrei dem Weiterleben

[1]) Erdgeschichte. 2. Aufl. 1. Bd. S. 454.

[2]) J. C. RUSSELL, Subaerial decay of rocks and origin of the red color of certain formations. 1889. Bulletin 52 d. Svy.

der noch aus dem Oberen Carbon und Perm sich in die untersten Schichten der Red Beds fortsetzenden Fossilien ein Ziel setzte.

Fassen wir nach dem Vorgetragenen die Entstehungsgeschichte der dem deutschen Buntsandstein im Wesentlichen entsprechenden Red Beds zusammen, so lassen sich etwa folgende Hauptsätze aufstellen:

Die über einen großen Teil des westlichen Nordamerika verbreiteten Red Beds sind bedeutend mächtiger entwickelt als wie die ihnen ähnliche Facies in Deutschland. Sie liegen teils auf archäischen, teils auf silurischen Schichten in konkordanter Lagerung auf. Ihre Bildung fällt in das Obere Carbon und Perm und erreicht nach Ansicht einiger amerikanischer Geologen in letztgenannter Periode ihren Abschluß, während andere die Weiterentwicklung der Red Beds auch noch in der Trias stattfinden, bzw. dort zum Abschluß kommen lassen. Ich neige mich der letzteren Annahme zu. Sie sind Sedimentärablagerungen einer Flachsee, die während des Oberen Carbons vom pazifischen Ozean her die Landmassen überflutet und haben ihr Material den unterlagernden Gneisen, Graniten, Syeniten usw. entnommen. Ihre rote Farbe ist zum Teil auf ihren Gehalt an Eisenoxyd zurückzuführen, zum Teil ist sie auch das Produkt von Oberflächenverwitterung und Erosion.

Über das Photographieren in unterirdischen Räumen.

Von **Bruno Baumgärtel** (Clausthal.)

(Nach einem im berg- und hüttenmännischen Verein »Maja« zu Clausthal gehaltenen Vortrage.)

(Mit 2 Textfiguren.)

Der Bergmann schafft bei seiner Arbeit im Schoße der Erde oft geologische Aufschlüsse von großer Schönheit. Freilich muß er selbst sehr schnell an ihnen, meist schon durch den fortschreitenden Betrieb des nächsten Tages, wieder zum Zerstörer werden. A. Bergeat hat deshalb Mineral- und Erzlagerstätten einmal bezeichnet als »‚Naturdenkmäler', für die es keinen Schutz gibt«[1]). Aus diesem Grunde sollte man bemüht sein, gerade von ihnen objektive bildliche Darstellungen, also »Natururkunden« zu erlangen, welche zusammen mit aufbewahrten Mineral- und Gesteinsproben eine Lagerstätte noch zu studieren gestatten, wenn sie längst abgebaut, ja vielleicht nicht einmal mehr zugänglich ist. Aber auch in natürlichen Aufschlüssen unterhalb der Erdoberfläche, in Grotten und Höhlen, können sich interessante, durch die Photographie darstellenswerte geologische Objekte vorfinden. Weiter kommt auch der Bergingenieur in die Lage, unter Tage photographieren zu müssen, wenn sichs um die Darlegung besonderer bergbautechnischer Verhältnisse und Anlagen handelt. Insbesondere vermag bei Tatbestandsaufnahmen nach Unfällen in der Grube die photographische Camera unter Umständen sehr wichtige Dienste zu leisten.

Es haben also der wissenschaftlich arbeitende Geologe wie der im praktischen Betriebe stehende Bergbeamte in gleicher Weise Interesse an in unterirdischen Räumen angefertigten photographischen Aufnahmen.

Ich hatte Gelegenheit, in großer Anzahl Bilder der beiden geschilderten Kategorien herzustellen, von denen ein Teil in verschiedenen Arbeiten veröffentlicht worden ist[2]). Vielleicht ist einem oder dem anderen Fachgenossen damit gedient,

[1]) Zentralblatt für Min., Geol. und Pal., 1907, 550.

[2]) Siehe Bruno Baumgärtel, Oberharzer Gangbilder. Verlag von Wilhelm Engelmann, Leipzig 1907. 2) Derselbe, Bilder von Blei- und Zinkerzgängen des rheinischen Schiefergebirges. Als Anlage zugehörig zu W. Bornhardt, Über die

wenn ich im nachstehenden das Verfahren, das ich dabei anwende, beschreibe und gleichzeitig auf manche Punkte besonders hinweise, über die man sonst, ohne reichlich Lehrgeld zahlen zu müssen, nicht hinwegkommt.

Wenn bei solchen unterirdischen Aufnahmen, besonders in Bergwerken, wirklich das Bestmögliche erreicht werden soll, müssen derartige Arbeiten von Leuten gemacht werden, die entweder auf den betreffenden Werken selbst tätig oder wenigstens jederzeit leicht erreichbar in der Nähe sind. Das Aussehen der Aufschlüsse einer in Abbau befindlichen Lagerstätte schwankt ungemein rasch. Wo heute die denkbar günstigsten Bedingungen vorliegen, kann sich die Sachlage morgen schon ins Gegenteil verkehrt haben. Besucht man zum Beispiel auf einer Reise zum Zwecke photographischer Aufnahmen mehrere Gruben, wobei einem für jedes Werk nur wenige Tage zur Verfügung stehen, die außerdem natürlich von vornherein ziemlich genau festgelegt sein müssen, so sind die erzielten Ergebnisse sehr stark vom Zufall abhängig.

Gleich hier am Anfange sei besonders betont, daß die Photographie in unterirdischen Räumen leichter ist als über Tage aus dem einfachen Grunde, weil die oben mit der Jahreszeit, Tageszeit und Bewölkung ungemein wechselnde Beleuchtung drunten nicht in Frage kommt. Hat man einmal durch wenige Versuche festgestellt, welche Blitzpulvermenge zur Erzielung einer gut belichteten Platte nötig ist, so sind Fehlresultate so gut wie ausgeschlossen. Wenn Berufsphotographen, wie mir das verschiedentlich bekannt geworden ist, bei Aufnahmen in der Grube Mißerfolge aufzuweisen hatten, so ist das leicht so zu erklären, daß sie in der ihnen fremden und ungewohnten Umgebung nicht so ruhig arbeiteten wie in ihrem Atelier, bei geologischen Bildern natürlich auch gar nicht beurteilen können, worauf es eigentlich ankommt.

Was zunächst die geologischen Objekte anlangt, so sollen das möglichst ebene Flächen sein, welche Schnitte durch Lagerstätten, ferner besondere Erscheinungen zeigende Nebengesteinspartien oder ähnliches darstellen, und die so gelegen sind, daß man mitten vor sie mit dem Apparat hintreten kann, um Verzeichnungen zu vermeiden. Starke Vorsprünge des Gesteins sind durch Wegsprengen zu entfernen. Die Spitzhaue ist nur zu verwenden zum Herunterreißen loser Gesteinsschalen. Man hüte sich davor, mit ihr das feste Anstehende zu bearbeiten. Die dadurch immer entstehenden, meist hell erscheinenden Schlagnarben sind im Bilde gut zu sehen und wirken als nicht zugehörig sehr störend. Photographische Aufnahmen von geologischen Aufschlüssen in der Grube sollte man nur dann ausführen, wenn das erzielte Bild durch ganz kurze Erläuterungen ohne weiteres auch für einen Betrachter klar wird, welcher den betreffenden Betriebspunkt nicht aus eigener Anschauung kennt. Die Wahl eines günstigen Standpunktes ist unten immer erschwert durch die Beschränktheit der Grubenräume. Erfordert eine Photographie zu ihrem Verständnis erst noch eine langatmige Auseinandersetzung, welche sich aber, wohlverstanden, nicht auf die abgebildete geologische Erscheinung bezieht, sondern veranlaßt ist durch die infolge der eigenartigen Lokalität schwierigen räumlichen Verhältnisse, dann wird die Aufnahme besser unterbleiben. Gesetzt ich hätte, um nur ein Beispiel anzuführen, in einer Strecke eine spitzwinklig zu ihrer Längsrichtung verlaufende Verwerfung, durch welche eine Lagerstätte oder eine Gesteinsschicht auseinandergerissen ist. Der eine Teil der letzteren befinde sich an der rechten Seitenwand (Ulme) und sei dem Objektive sehr viel stärker genähert wie der verworfene, welcher in größerer Entfernung, etwa an der Firste, sichtbar ist. Aus diesem Grunde würde der erstere viel größer in der Auf-

Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Teil II. Archiv für Lagerstättenforschung. Heft 8. Berlin 1912. (Für sich allein nicht käuflich.) 3) Derselbe, Der Oberharzer Erzbergbau. Verlag von H. Uppenborn, Clausthal 1912. In dem zuletzt erwähnten Werkchen sind sowohl geologische, wie namentlich rein bergbauliche Aufnahmen enthalten.

nahme erscheinen wie der letztere. Ferner hätte ich von dem ersten einen Vertikalschnitt, während vom anderen ein Horizontalschnitt vorläge. In solchen oder ähnlichen Fällen ist eine einfache schematische Strichzeichnung der viel schwieriger herzustellenden Photographie bei weitem vorzuziehen.

In hinreichend großen Grubenräumen kann jeder photographische Apparat Verwendung finden. Da ein möglichst geringer Blitzpulververbrauch erstrebenswert ist, vor allen Dingen, um unnötig starke Rauchbildung zu vermeiden, ist es vorteilhaft, mit möglichst lichtstarken Linsensystemen zu arbeiten. Je größer das zur Verfügung stehende Format ist, desto besser werden natürlich vorhandene Feinheiten und Einzelheiten in der Aufnahme wiedergegeben, wobei allerdings gleichzeitig beachtet werden muß, daß der Transport eines großen Apparates sich in den unterirdischen Räumen schwieriger gestaltet. An sehr engen Stellen bedarf man eines weitwinkligen Objektives. Bei der Abbildung bergbaulicher Objekte mittels der photographischen Camera will man sehr oft ganz nahe und weiter entfernt gelegene Gegenstände gleichzeitig scharf auf die Platte bekommen. Da erinnere man sich, daß Objektive von kürzerer Brennweite denen von längerer Brennweite in bezug auf »Tiefenschärfe« überlegen sind. Besitzt man einen sehr scharf zeichnenden Apparat, so genügt ein Format von 9 : 12 cm vollständig, da dann die Aufnahmen eine sehr weitgehende Vergrößerung vertragen. Nur in den am Schlusse noch besonders erwähnten Fällen, in denen sehr rasche Herstellung eines Positivs erwünscht ist, muß man die Aufnahmen von vornherein in der gewünschten Größe ausführen.

Kommt es bei photographischen Aufnahmen auf eine richtige Wiedergabe der Helligkeitswerte von viel Gelb enthaltenden Objekten an, so pflegt man bekanntlich orthochromatische Platten zu benutzen. Bei Gangbildern, in welchen sich beispielsweise nebeneinander hellgelber Spateisenstein und weißer Quarz finden, wird man mehr Wert auf eine deutlichere Unterscheidung der beiden Mineralien voneinander legen. Hier ist deshalb die gewöhnliche Platte vorzuziehen, da auf dieser die gelben Flächen etwas dunkler erhalten werden, als sie in Wirklichkeit dem Auge erscheinen.

Die Scharfeinstellung auf der Mattscheibe kann bei der unzulänglichen Beleuchtung durch Grubenlichter nicht nach den aufzunehmenden Objekten selbst geschehen. Ich verfahre so, daß ich an die Stelle, welche die Mitte des aufzunehmenden Bildes ist, eine Grubenlampe halten lasse, auf deren Flamme sich der Apparat leicht einstellen läßt. Wieviel ich von der Fläche mit meiner Aufnahme fasse, stelle ich fest durch Ableuchten, indem ich durch den mich begleitenden Grubenbeamten oder einen Gehilfen nacheinander die brennende Lampe erst links und rechts, sodann unten und oben anhalten lasse, während ich auf der Mattscheibe beobachte. Ist der zu photographierende Gegenstand eine ebene Gesteinsfläche, so soll der Apparat immer so stehen, daß seine Vorderwand ihr genau parallel ist. Am einfachsten läßt sich das bewerkstelligen, wenn sie genau senkrecht verläuft. Ist sie etwas geneigt, so muß auch die Camera eine entsprechende Schrägstellung erhalten, was durch Verkürzung zweier Stativbeine leicht zu erreichen ist. Es kommt auch vor, daß sich ein interessantes geologisches Bild gerade über dem Beschauer in der Firste darbietet. In diesem Falle muß der photographische Apparat zur Aufnahme in eine horizontale Lage gebracht werden, so daß das Objektiv senkrecht nach oben gerichtet ist. Man kann sich dazu verschiedener Vorrichtungen bedienen, nämlich eines Kugelgelenkes oder eines verstellbaren Stativkopfes. Die Beschwerung des ohnehin umfangreichen Gepäckes durch diese vermeide ich aber, indem ich auf folgende Weise vorgehe: Ich schraube den Apparat auf das Stativ auf und schnüre die drei Beine des letzteren mit Bindfaden zusammen. Sodann lege ich das Ganze um und mit dem oberen Teil des Stativs auf eine irgendwie angebrachte horizontale Spreize auf. Als solche kann zum Beispiel ein Brettstück Verwendung finden, das auf Vorsprünge im Gestein, umherliegende größere Gesteinsbrocken oder die Sproßen einer Fahrt (Leiter) verlagert wird. Die Spreize

soll sich etwa 80 cm hoch über dem Erdboden befinden. An ihr wird das Stativ mit einem Strick festgebunden. Um den Apparat noch sicherer in dieser Lage zu halten, kann schließlich noch am unteren Ende des Stativs eine senkrechte Spreize angebunden werden, die durch angelegte Steine festgeklemmt wird. Nebenstehende Fig. 1 möge das Gesagte deutlicher machen. Zur Scharfeinstellung muß man sich jetzt lang auf den Boden legen, so daß sich der Kopf mit dem Gesicht nach oben gerade unter dem Apparate befindet. Das Anhalten der Lampe an das Objekt wird entweder mit einer langen Stange ausgeführt, oder man benutzt dazu eine Leiter, die ja in der Grube meistens zur Verfügung steht. Mitunter kommt man in die Lage, in so engen Grubenbauen photographieren zu müssen, daß von dem zur Verfügung stehenden Raume auch nicht der geringste Teil entbehrt werden kann. Das ist zum Beispiel der Fall, wenn die aufzunehmende Partie in der Seitenwand einer Strecke von nur 2 oder 3 m Breite sich vorfindet. Der Apparat muß dann dicht an die gegenüberliegende Wand gestellt werden, damit man soviel wie möglich von der abzubildenden Fläche erhält, und es bleibt hinter der Mattscheibe kein Platz für den Kopf des Photographierenden, so daß eine direkte Einstellung unmöglich ist. Man hilft sich dann so, daß man die Entfernung vom Objektiv bis zur aufzunehmenden Gesteinswand mißt, den Apparat auf dem Stativ um etwa 90 Grad dreht, so daß die optische Achse des Objektivs ungefähr in die Längsrichtung der Strecke fällt, und nun auf eine in der festgestellten Entfernung hin gehaltene brennende Grubenlampe die Scharfeinstellung bewirkt. Ist das geschehen, wird der Apparat zur Aufnahme in die ursprüngliche Lage zurückgebracht.

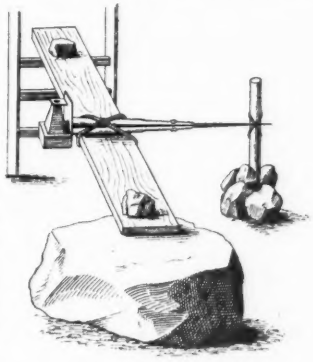


Fig. 1.

Das früher von mir gebrauchte Blitzpulver bestand aus einem Gemisch von Magnesiumpulver und gleichfalls pulverisiertem Kaliumchlorat, welches aber beim Verbrennen einen sehr lästigen starken Rauch entstehen ließ. Außerdem ist das Gemenge der genannten beiden Stoffe äußerst explosiv und daher sehr gefährlich. Die Anwendung desselben, bei welcher mit allergrößter Vorsicht verfahren werden mußte, war eigentlich nur so lange entschuldbar, als man eben nichts besseres hatte. Heutzutage steht für die Zwecke der Photographie in unterirdischen Räumen ein geradezu ideales Blitzlicht zur Verfügung in der mit Nitraten der seltenen Erden (Thoriumoxyd, Ceroxyd, Zirkonoxyd usw.) bereiteten »Agfa«-Blitzpulvermischung. Die Haupteigenschaften derselben, die das eben abgegebene Urteil rechtfertigen, sind ihre hervorragende Lichtstärke und die sehr geringe Rauchentwicklung. Warum gerade diese letztere bei unterirdischen Aufnahmen sehr erwünscht ist, wird nachher noch näher auseinandergesetzt werden.

Zum Abbrennen des Blitzpulvers führt man ein 20 cm langes und 8 cm breites Blech mit sich, welches eine angenietete Spitze besitzt (s. Fig. 2). Mit dieser wird es an irgend ein Stück Holz oder eine Leiter angeschlagen, die man hinter dem photographischen Apparat aufstellt. Am vorteilhaftesten befindet sich die Lichtquelle in einer Ebene etwa $^1/_2$ m hinter dem Objektiv. Den besten Platz innerhalb derselben findet man heraus, wenn man alle Grubenlampen bis auf eine besonders hell brennende auslöscht und damit nacheinander von verschiedenen Punkten dieser Ebene aus das Objekt beleuchtet. Auf diese Weise kann man beurteilen, ob man bei einer bestimmten Lage der Lichtquelle

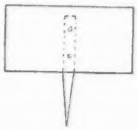


Fig. 2.

etwa durch Unebenheiten in der abzubildenden Fläche veranlaßte häßliche Schatten ins Bild bekommt und wird natürlich eine andere günstigere dafür aussuchen. Auch beachte man, daß nicht der Schatten des aufgestellten Apparates auf die Aufnahme fällt, und bringe, wenn sich das herausstellen sollte, die Lichtquelle mehr seitlich oder höher an. Photographiert man senkrecht nach oben, so legt man das Blech mit dem Blitzpulver an einer, so wie eben geschildert, durch Ableuchten ausprobierten Stelle einfach auf den Boden.

Um das Blitzpulver gut auszunutzen, vermeide man es, ein rundes Häufchen davon zu bilden, sondern streue es in der Form eines Streifens in der Längsrichtung des Bleches auf, die ihrerseits senkrecht zu der Richtung stehen muß, in welcher photographiert wird. Auf diese Weise wird die leuchtende Flamme bedeutend breiter.

Entzündet wird das Pulver durch ein Stückchen Salpeterpapier, das man in dasselbe von oben her hineinsteckt. Dem »Agfa«-Blitzpulver ist solches Zündpapier mit beigepackt. Außerdem erhält man Salpeterpapier in jeder Apotheke.

War vor der Einfahrt in das Bergwerk oder dem Betreten der Höhle, in welcher wir photographieren wollten, die Außentemperatur erheblich niedriger als innen, so ist in der warmen und meist auch feuchten Grubenluft — ausgenommen davon sind die Salzbergwerke — ein Beschlagen des Objektivs unvermeidlich. Man muß dann so lange warten, bis der Apparat dieselbe Temperatur angenommen hat wie seine Umgebung, kann das übrigens auch durch Anwärmen des Objektivs mit der Grubenlampe beschleunigen, wobei man aber mit äußerster Vorsicht vorgehen muß, damit es nicht zerspringt. Auf alle Fälle überzeuge man sich unmittelbar vor der Aufnahme davon, ob das Objektiv vollständig klar ist.

Bei mir hat sich seit langem die Praxis herausgebildet, daß ich jede Platte nach der Belichtung an Ort und Stelle unter Tage entwickle. Das mag auf den ersten Blick als unnötig und beschwerlich erscheinen, erweist sich aber doch bei genauerer Erwägung als das einzig Richtige. Trotz großer Übung kann es einem jeden passieren, daß eine Aufnahme vollständig mißlingt — mir ist es zum Beispiel vorgekommen, daß brennende Teilchen des Blitzpulvers vor das Objektiv geschleudert wurden, die, dort zur Erde sinkend, über das Negativ dicke schwarze Striche zogen —, oder wenigstens nicht ganz so einwandfrei gerät, wie man sie für den Zweck einer Veröffentlichung gern haben möchte. Ersieht man dieses Resultat erst, nachdem man wieder droben ist, in der Dunkelkammer, dann bleibt einem, um es zu ändern, nichts anderes übrig, als die unter Umständen langwierige und anstrengende Fahrt unter die Erde noch einmal zu machen. Es kann dadurch an Zeit ein ganzer Tag verloren werden. Außerdem darf, damit die Wiederholung der Aufnahme überhaupt möglich sein soll, der fortschreitende bergmännische Betrieb den betreffenden Aufschluß nicht schon wieder verändert haben, was oft sehr rasch geschieht. Am sichersten geht man, wie gesagt, wenn man nach jeder Aufnahme sofort entwickelt. Die dazu nötigen Chemikalien und Utensilien hat man in einem kleinen Köfferchen oder Rucksack mitgebracht. Der photographische Apparat und das als Unterlage für das Blitzpulver dienende Blech bleiben währenddessen ruhig an ihrer Stelle für eine eventuelle zweite Aufnahme bereit. Um eine Dunkelkammer braucht man drunten nicht verlegen zu sein. Wir haben eine solche, wenn wir die Grubenlichter auslöschen, überall, wo wir uns gerade befinden, und zwar von absoluter Lichtsicherheit. Nur sorge man dafür, daß an den verschiedenen Zugängen zu der in Frage kommenden Örtlichkeit in hinreichender Entfernung Posten ausgestellt werden, welche verhindern, daß sich Bergleute mit brennenden Lampen unserem Arbeitsplatz nähern. Eine rote Laterne ist für die photographische Arbeit unerläßlich. Im übrigen wird man nur mitnehmen, was unbedingt nötig ist. Ich lasse am Schlusse eine Aufzeichnung dieser Gegenstände folgen. Hat man durch die Entwicklung festgestellt, daß die Aufnahme manches zu wünschen übrig läßt, so kann man sie jetzt sehr rasch und bequem noch einmal ausführen unter Abstellung der Fehler, die man vielleicht das erste

Mal gemacht hatte, etwa mit veränderter Blitzpulvermenge oder bei einer anderen Stellung der Lichtquelle. Man schiebt in den noch aufgestellten Apparat eine neue Kassette ein, schüttet frisches Blitzpulver auf und brennt ab. Gerade in Hinblick auf eine an derselben Stelle der Grube vorzunehmende zweite Aufnahme ist es sehr wesentlich, daß das verwendete Blitzpulver möglichst rauchschwach ist. In der zum Entwickeln und Ausfixieren der ersten Platte nötigen Viertelstunde haben sich die geringen Rauchmengen, welche das »Agfa«-Blitzpulver ergibt, längst wieder verzogen, während man früher unter Umständen bedeutend länger darauf warten mußte.

An ein Trocknen der Platte ist in der Grube nicht zu denken, da dieselben ja auch erst ausgewaschen werden müßten und geeignetes Wasser dazu vielfach nicht vorhanden ist. Ich transportiere die noch nassen Platten in einem durch einen Deckel verschließbaren und mit einem Henkel zum Anfassen versehenen Blechkasten, den ich mit frischem Leitungswasser gefüllt von Tage mit hinunternehme. An den Wandungen angebrachte Nuten verhindern ein Zusammenrutschen derselben. Mein Behälter ist, um sein Gewicht nicht allzu groß werden zu lassen, zur Unterbringung von vier Platten eingerichtet. Mit dieser Anzahl von Aufnahmen pflegt man auf einer Grubenfahrt hinreichend beschäftigt zu sein. Um die Platten auf dem Transport vor der Neugier Unberufener zu schützen, die ihnen leicht verderblich werden könnte, empfiehlt es sich, den Kasten mit einem kleinen Vorlegeschloß zu verschließen.

Handelt es sich bei der unterirdischen photographischen Aufnahme um ein Gangbild, in welches die Mineralien durch nachträgliche Kolorierung eingetragen werden sollen, so hat man zunächst dafür zu sorgen, daß an dem in Frage kommenden Punkte in der Grube die Arbeit bis zum nächsten Tage ruht, und daß man noch am Tage der Aufnahme eine Kopie auf mattem Gaslichtpapier erhält. Nach der Rückkehr von der Grubenfahrt wäscht man die Platten durch einhalbstündiges Stehenlassen in fließendem Wasser gründlich aus. Um das Trocknen derselben zu beschleunigen, legt man die gut abgetropften Platten etwa 5 Minuten lang in $95^0/_0$igen Alkohol und bewegt sie sodann in der Luft kräftig hin und her. Nach ganz kurzer Zeit ist jede Spur von Feuchtigkeit daraus verschwunden. Man unterlasse es, schon teilweise getrocknete Negative mit Alkohol weiter zu trocknen, da dadurch störende Streifen auf ihnen entstehen. In einer, wenn es nötig ist, improvisierten Dunkelkammer — ich habe mich schon in den verschiedensten Räumen behelfen müssen, so in einem Badezimmer, einer Räucherkammer, einer Schnapsbrennerei — stellt man sodann den Abzug her, wässert ihn etwas aus und zieht ihn unbeschnitten auf Karton auf. Mit diesem Bilde fährt man am anderen Tage ein zweites Mal in die Grube und zeichnet vor dem betreffenden Erzstoße mit Buntstiften die verschiedenen Mineralien in dasselbe ein, wobei man sich von einem Begleiter leuchten läßt. Später wird die Kolorierung auf einem zweiten Abzug sauber mit Pinsel und Farbe ausgeführt.

Sehr peinlich ist es, wenn man, im Begriffe zu photographieren, unten in der Grube bemerken muß, daß man von den mitzunehmenden Sachen irgend etwas vergessen hat, da ein Ersatz natürlich nicht zu beschaffen hat. Ich sichere mich dagegen dadurch, daß ich, sobald ich zum Zwecke photographischer Aufnahmen einfahren will, immer einpacke an der Hand der nachfolgenden Merktafel, auf welcher alles verzeichnet steht, was ich brauche:

1) Apparatkoffer, enthaltend Camera, 2 Objektivbretter, 2 Objektive, 3 Doppelkassetten mit eingelegten Platten, eine Anzahl Reserveplatten, ein schwarzes Tuch, auf den Koffer aufgeschnallt das Stativ.

2) Handkoffer oder Rucksack, enthaltend Handtuch, rote Laterne, Lichter dazu, Entwickler und Fixierbad in Flaschen, 2 Schalen, Blech als Unterlage für das Blitzpulver, Blitzpulver, Salpeterpapier, starken Bindfaden, einige starke Nägel, für den Fall, daß irgend etwas zurechtgezimmert werden muß.

3) Blechkasten, mit reinem Wasser gefüllt, zum Transportieren der nassen Platten.

II. Besprechungen.

A. Unter der Redaktion der Geologischen Vereinigung.

Die magmatischen Eisenerzausscheidungen Lapplands.

Von **H. Rassmuss** (Berlin).

Literatur.

(Es ist nur die nach der STUTZERschen Arbeit erschienene Literatur angegeben, die ältere findet sich dort angeführt. Die Zahlen im Texte verweisen auf die entsprechenden Nummern dieses Verzeichnisses.)

1. 1907. O. STUTZER, Geologie und Genesis der lappländischen Eisenerzlagerstätten. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 24. (auch englisch in Journ. Iron and Steel Inst. 1907).
2. 1907. P. GEIJER, Apatitgänge in den Porphyren bei Kiruna. Bull. Geol. Inst. Upsala, vol. VIII. S. 202.
3. 1908. M. P. NICOU, Les gisements de minerai de fer de la Laponie suédoise (technisch und wirtschaftlich). Ann. des mines sér. X. tome XIV.
4. 1908. R. BÄRTLING, Die nordschwedischen Eisenerzlagerstätten mit besonderer Berücksichtigung ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer bis jetzt nachgewiesenen Erzvorräte. Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. Jahrg.
5. 1908. HJ. SJÖGREN, Till fragan om bildningen af det äldre urbergets jernmalmer. Geol. För. Förh. XXX. S. 115.
6. 1908. HJ. SJÖGREN, The geological relations of the scandinavian iron ores. Americ. Inst. Min. Eng. XXXVIII. S. 766.
7. 1909. R. BECK, Lehre von den Erzlagerstätten. 3. Aufl. S. 34.
8. 1910. The iron ore resources of the world. Vol. I u. II.
9. 1910. HJ. LUNDBOHM, Sketch of the geology of the Kiruna district, Geol. För. Förh. XXXII. u. Guide du Congrès géol.
10. 1910. A. G. HÖGBOM, The Gellivare iron mountain. Ebendort.
11. 1910. P. GEIJER, Igneous rocks and iron ores of Kirunavaara, Luossavaara and Tuolluvaara. Scient. a. pract. researches in Lappland arrang. by Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. Stockholm.
12. 1910. V. CARLHEIM-GYLLENSKÖLD, A brief account of a magnetic survey of the iron ore field of Kiirunavaara. Ebendort.
13. 1910. J. H. L. VOGT, Norges Jernmalmforkomster. Norges geol. unders. 51.
14. 1910. BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. S. 260.
15. 1911. H. ARLT, Geologie der Eisenerzlagerstätten von Kiruna und Gellivare. Glückauf 47. Jahrg.
16. 1911. A. BERGEAT, Die genetische Deutung der nord- und mittelschwedischen Eisenerze in der Literatur der letzten 10 Jahre. Fortschr. d. Mineral. I.
17. 1911. L. L. FERMOR, On the origin of the iron ores of Swedish Lappland. Journ. Iron and Steel. Inst.

18. 1911. D. N. Newland, Notes on the origin of the Swedish magnetites. New York State Museum Bull. 149.
19. 1911. P. Geijer, Ein Vorkommen von turmalinführendem Eisenerz in Diabas. Geol. För. Förh. XXXIII.
20. 1911. P. Geijer, Contributions to the geology of the Sydvaranger ore field. Geol. För. Förh. XXXIII.
21. 1912. J. H. L. Vogt, Über die Bildung von Erzlagerstätten durch magmatische Differentiation. Fortschr. d. Min. II.
22. 1912. P. Geijer, Basische Schlierengebilde in einigen nordschwedischen Syeniten. Geol. För. Förh. XXXIV. S. 183.
23. 1912. N. Sundius, Pillow lava from the Kiruna district. Ebend. S. 317.
24. 1913. N. Sundius, Pebbles of magnetite-porphyry in the Kurravaara conglomerate. Ebend. S. 703.
25. 1913. P. Geijer, Studies on the geology of the iron ores of Lappland. Ebend. S. 727.

Die lappländischen Eisenerzlagerstätten nehmen nach dem hohen Prozentgehalt des Eisens und dem ungeheuren Erzvorrat eine besondere Stellung in Europa ein. Der Erzvorrat von Kirunavaara-Luossavaara beträgt nach der Berechnung in »The iron ore resources of the world« ca. 750 000 000 tons, der Vorrat von Gellivare einschließlich Koskulls-Kulle (mit 40 000 000 t) ist auf ca 270 000 000 t geschätzt, so daß sich für diese beiden bedeutendsten Erzlager zusammen über 1 Milliarde Tons ergibt. Dabei ist aber der Vorrat von Kiruna nur bis zu einer Tiefe von 300 m unter dem Spiegel des Sees Luossajärvi, bis zu welcher er bereits erbohrt ist, in Berechnung gezogen. Nach den magnetischen Untersuchungen reicht das Erz sicher bis 1000 m Tiefe, wahrscheinlich bis etwa 2000 m Tiefe herab. Unter Zugrundelegung dieser Zahlen steigt der wirkliche Erzvorrat auf 2,5 Milliarden Tons (14). Außerdem kommen noch zahlreiche, weniger bekannte, meist erst neuerdings aufgefundene kleinere Lagerstätten hinzu — die außer Tuolluvaara (mit 7 000 000 t Vorrat) noch nicht abgebaut werden — wie Ekströmsberg 50 000 000 t, Svappavaara 30 000 000 t, Leveäniemi 30 000 000 t, Mertainen und andere. Dabei beträgt der Prozentgehalt des Eisens 60 bis 70%, während die gewaltigen sedimentären Erzlager des Minettedistriktes im deutsch-französisch-luxemburgischen Grenzgebiet, deren Vorrat auf 1 850 000 000 t (8) geschätzt wird, nur 35—40% Eisen enthalten.

Der Abbau ist seit der Eröffnung der Lapplandbahn im Jahre 1902 außerordentlich gestiegen. Von Narvik wurden im Jahre 1910 über 2 000 000 t verschifft. Diese kommen zum größten Teil von Kiruna. Vom Jahre 1916 an ist eine Erhöhung der Ausfuhr auf 3 200 000 t jährlich, entsprechend 2 000 000 t Eisen geplant (14). Der Export geht zu $^3/_4$ nach Deutschland, das letzte Viertel verteilt sich zu ca. $^2/_3$ auf England, zu $^1/_3$ auf Frankreich und Belgien; ein geringer Teil geht sogar nach Nordamerika. In Schweden selbst wird fast nichts von diesem Erz verhüttet, da die schwedische Eisenindustrie auf Erze mit niedrigem Phosphorgehalt angewiesen ist, und die Transportkosten z. T. mit der

Eisenbahn zu den mittelschwedischen Eisenhüttenwerken ebenso hoch sind wie nach Deutschland (vgl. 4 S. 106—107). Nur einige 10 000 t der Gellivareerze werden in Karlsvik nahe Lulea verarbeitet. Lulea am Bottnischen Meerbusen ist der zweite Haupthafen für die lappländischen Eisenerze. Über diesen werden die Erze der zweitgrößten Lagerstätte, des 200 km entfernten Gellivare, exportiert.

Die Ausbeute in Gellivare beträgt jetzt durchschnittlich 1 200 000 t jährlich (10). Der Export geht von Lulea zum größten Teil über Rotterdam nach Westfalen und über Stettin nach Schlesien. Die ca. 200 000 t, die die österreichische Grube Koskulls-Kulle produziert, gehen nach Witkowitz in Mähren.

Das Sydvarangergebiet im nördlichsten Norwegen nahe der russischen Grenze, das erst seit 1910 regelrecht abgebaut wird, verfügt nach Vogt (13, 14) über einen Vorrat von ca. 1 Milliarde Tons Quarzerz mit allerdings nur 35% Eisen, wenn man die Erzkörper bis 400— 500 m Tiefe in Berechnung zieht. Ein Export von 500 000—600 000 t Konzentraten jährlich ist hier über den Hafen Kirkenaes geplant.

Als ein Teil des baltischen Schildes wird der Boden Lapplands aus archäischen Gesteinen aufgebaut. Diese sind — auch im Vergleich mit den mittelschwedischen — meist so wenig metamorphosiert, daß man oft geneigt wäre, ihnen jüngeres Alter zuzuschreiben. Im Westen, am Rand des schwedischen Hochgebirges, werden sie von Cambrium—Silur der schwedischen Geologen — überlagert, dessen über den Syenit transgredierendes Grundkonglomerat und hangende fossilführende — mit Trilobiten—Schichten z. B. in dem berühmten Profil am Luopahta südlich des Torne-Träsk prachtvoll aufgeschlossen sind. Sie treten nur in einem schmalen nord-südlichen Bande auf — vgl. Törnebohms Geolog. Übersichtskarte von Skandinavien 1 : 1 Million — und sind im Westen von den metamorphen Sevebildungen (Algonkium) des schwedischen Hochgebirges, deren liegende Urgesteine (Granite, Syenite und vielleicht auch archäische Schiefer) zu Kakirit und Hartschiefer zermalmt sind, überschoben. Das breite Gebiet zwischen dem schwedisch-norwegischen Hochgebirge im Westen und dem Bottnischen Meerbusen im Osten wird von archäischen Gesteinen eingenommen.

Im Norden des großen serarchäischen Granitmassivs des mittleren Norrland, das ungefähr am Skelleftea Elv endet, kann man[1]) drei Komplexe archäischer Gesteine unterscheiden, im Osten an der Ostsee eine Gruppe klastischer Gesteine, Kalk, Sandstein, Glimmerschiefer, Phyllite und Tonschiefer — die Skellefteaformation —, die von älterem Gneis unterlagert und von einzeln serarchäischen Graniten noch durchbrochen werden. Nach Westen machen sie, zuerst wechsellagernd, vulkanischen Auswurfsmassen und Gesteinen Platz; Tuffe, vulkanische Agglomerate,

[1]) Högbom, Precambrian geology of Sweden. Bull. Geol. Inst. of Upsala, X, 1910. S. 64.

Porphyre und Porphyrite gewinnen hier größere Verbreitung. Noch weiter westlich bis zum Gebirgsrande treten Massive von Intrusivgesteinen — meist Granit und Syenit, nur selten Diorit und Gabbro — auf, die teils älter, teils gleichaltrig mit der Porphyrgruppe sind, jedenfalls aber zeitlich weit vor den erwähnten serarchäischen Granitintrusionen stehen, die nicht nur jünger als die Entstehung der drei hier betrachteten Gruppen, sondern auch als ihre Faltung und teilweise Metamorphose anzusehen sind.

Dieses von Högbom für das Skellefteagebiet entworfene Bild gilt auch für das ganze nördliche Norrland. Die Porphyre und Porphyrtuffe sind häufig zu granulitartigen Gesteinen metamorphosiert, die jetzt z. T. als Leptite bezeichnet werden. Man nennt danach die ganze jüngere Abteilung des schwedischen Archäicums auch die Porphyr-Leptitgruppe.

Kommen im Diabas des Näsberg am Byske Elv — durch das Auftreten von Turmalin besonders interessante — »Aussonderungen« von Magnetit vor (19), so ist bemerkenswert, daß auch saure Tiefengesteine, die Syenite von Rödekornberg und Rackberg, basische durch allmähliche Übergänge verbundene und daher in situ entstandene magmatische Ausscheidungen führen (22). Diese bestehen aus Amphibol, Pyroxen, Fayalit — es findet sich reiner Fayalitfels (Fe_2SiO_4) — und Magnetit. Sie bieten einerseits Analogien zu den Pyroxen-Olivin (der Fayalit vertritt hier den Olivin der Mg-reichen Gesteine)-Eisenerzausscheidungen der Gabbrogesteine und Nephelinsyenite. Auch der für jene charakteristische Titansäuregehalt steigt am Rödekornberg bis 7% (22. S. 191). Andererseits leiten sie zu den gewaltigen Eisenerzausscheidungen der sauren Gesteine über, die bei Kiruna und Gellivare an Syenit- und Quarzporphyre gebunden sind. Sind zwar die Beziehungen der Syenitmassive Norbottens zu den Syenitporphyren im allgemeinen noch nicht geklärt, so läßt sich doch bei Kiruna selbst ein Übergang des Syenitporphyrs in körnigen Syenit am ganzen Westabhang des Kirunavaara feststellen.

Der geologische Bau des Kirunadistrikts (9, 11) ist durch drei Gruppen steil mit ca 60° nach Osten einfallender jungarchäischer oder algonkischer (9) Gesteine gegeben, wie sie ein Profil durch den Luossavaara kennen lehrt. Die eben genannte Porphyrgruppe mit dem Erz wird an beiden Seiten von vulkanischen, auch einzelnen sedimentären Ablagerungen, dem Kurravaarakomplex im Westen, dem Haukikomplex im Osten, begrenzt. Nach Norden keilt die Porphyrgruppe aus, und der Kurravaarakomplex legt sich unmittelbar an den Haukikomplex. Doch verbirgt die Glazialbedeckung das Anstehende.

Der Kurravaarakomplex, an den sich im Westen Granite und Syenite, Gabbros und Diabase in weiter Ausdehnung anschließen, setzt sich aus dem Sodagrünstein im Liegenden und Konglomeraten im Hangenden zusammen. Er gilt als die älteste der drei Schichtgruppen.

Der Sodagrünstein, hauptsächlich aus sehr saurem Plagioklas, Hornblende und Chlorit bestehend und durch seinen hohen Natrongehalt (ca. 6%) ausgezeichnet, ist als ein metamorphes Effusivgestein anzusehen, das aus Lavadecken mit eingelagerten Tuffen gebildet wird. Einzelne Lavadecken zeigen — ähnlich unserem oberdevonischen Deckdiabas in Nassau — eine ellipsoidische Struktur, eine Absonderung in außen ursprünglich glasige »Kissen«, was SUNDIUS (23) auf die schnelle Abkühlung der vorwärtsströmenden Lava infolge submariner Entstehung zurückführt und mit rezenten Beispielen von Hawai vergleicht. Die Zwischenräume sind mit neugebildetem Skapolith und Hornblende ausgefüllt.

Das hangende »Kurravaarakonglomerat« ist keine sedimentäre Bildung, sondern ein vulkanisches Agglomerat, das vielleicht durch Wasser umgelagert ist (9). Der Feldspat im Bindemittel ist unverwittert. Auch echte Tuffe, die zum Teil denen des Sodagrünsteins ähneln, finden sich eingelagert. Die Zusammensetzung meist aus Syenitporphyrstücken ist bemerkenswert, da dieser erst im Hangenden folgt. Auch dieses spricht nach LUNDBOHM für vulkanische Entstehung, da jene Stücke nicht aus dem Liegenden aufgearbeitet sein können. Noch auffälliger ist das reichliche Vorkommen von Magnetit-Syenitporphyrstücken, die nach SUNDIUS (24) auch mikroskopisch mit den von GEIJER (11) beschriebenen Schlieren von Magnetit-Syenitporphyr im hangenden Syenitporphyr übereinstimmen. Auch Stücke von reinem Apatiteisenerz finden sich dazwischen.

Der Haukikomplex, im Osten der Porphyre gelegen, teilt sich in drei Glieder: dichte Quarzite, die verkieselte Tuffe darstellen, sericitische Schiefer und schiefrige Laven, meist Syenitporphyre, liegen zu unterst. Sowohl die liegenden Quarzite wie die sericitischen Schiefer enthalten dünne Einlagerungen von Hämatit, die aber vorläufig als nicht abbauwürdig gelten; an der unteren Grenze gegen den liegenden Quarzporphyr tritt am Luossavaara ein Magnetitlager auf. Diese ganze untere Schichtgruppe streicht nördlich von Kiruna, durch Verwerfungen abgeschnitten, am Haukivaara aus. Im Hangenden folgt eine Gruppe von Grauwacken, Konglomeraten und Phylliten. Eine Konglomeratlage, die wesentlich auf den Abhang des Luossavaara beschränkt scheint, besteht aus Geröllen von Hämatit und Porphyr, von denen viele dem liegenden Quarzporphyr gleichen und das jüngere Alter dieser Schichten beweisen. Die oberste Gruppe besteht aus an 1000 m mächtigem, quarzitischem Sandstein mit Konglomeraten.

Zwischen Kurravaarakomplex und Haukikomplex liegt konkordant die Porphyrgruppe eingebettet, die das Erzlager umschließt. GEIJER hat sie in einer umfassenden Monographie (11) behandelt. Man unterscheidet einen Syenitporphyr mit ca. 60% SiO_2 im Liegenden des Erzes und einem Quarzporphyr mit ca. 70% SiO_2 im Hangenden. Beide sind natronreich (Na_2O ca. 5—7½%) und wurden daher früher als Keratophyr, bzw. Quarzkeratophyr bezeichnet. Der Syenitporphyr

geht, wie erwähnt, am Westabhang des Kirunavaara allmählich in feinkörnigen Augitsyenit im Liegenden über. Dieser besteht nach Geijer meist aus ca. 65% perthitischem Feldspat, 15% oft uralitisiertem Augit, 10—15% Magnetit, etwas Apatit und Titanit, welcher zuletzt ausgeschieden ist und andere CaO-haltige Mineralien verdrängt zu haben scheint.

Der Syenitporphyr, im allgemeinen von grauer Farbe, zeigt ziemlich kleine Einsprenglinge von Feldspat — der weniger K-reich als die Grundmasse ist — und Augit oder Uralit in einer sehr feinkörnigen oder dichten Grundmasse. Nach Stutzer (1) ist primärer Magnetit allenthalben in die Feldspateinsprenglinge eingewachsen. In einzelnen Schlieren am Kirunavaara, sowie besonders im Gebiet zwischen Luossavaara und Nokutusjärvi nimmt der Magnetitgehalt bis auf 30% zu, so daß ein von Geijer als Magnetit-Syenitporphyr bezeichnetes Gestein entsteht.

Der Magnetit ist meist erst nach dem Feldspat, der im allgemeinen reiner Albit ist — das Gestein enthält nach einer Analyse bei Geijer 7.51% Na_2O —, auskristallisiert. Geijer hat jüngst (25) gleiche Magnetit-Syenitporphyre von Njakak in der Nähe des Erzfeldes von Ekströmsberg, sowie Högbom (10) in den metamorphen Syeniten von Gellivare beschrieben. Von Wyssokoja Gora sind sie schon länger bekannt. Loewinson-Lessing hat sie dort durch Assimilation beim Durchbruch eines Syenitmagmas durch das Magnetitlager erklärt, eine Annahme, die sich einerseits durch die Struktur — die Feldspate sind zuerst auskristallisiert — wie andererseits durch das geologische Auftreten bei Kiruna als Schlieren in einem älteren Gesteine als die Erzmasse selbst verbietet. Geijer hält sie vielmehr für durch magmatische Differentiation entstanden, bei niedrigerer Temperatur als der Porphyr auskristallisiert, da nach den Untersuchungen Lenarcics, Days und Allens im System Albit-Magnetit schon ein kleiner Gehalt von Magnetit die Viskosität des Albits stark herabsetzt und wohl die Schmelztemperatur erniedrigt. Auch das von Dölter angenommene eutektische Verhältnis von Albit zu Magnetit gleich 3 : 1 findet sich sehr häufig in den lappländischen Magnetit-Syenitporphyren. So sind wohl die Magnetit-Syenitporphyre als Übergang zu den Erzausscheidungen selbst anzusehen.

Hauptsächlich im liegenden Syenitporphyr, sehr selten im Quarzporphyr und niemals im Syenit, was vielleicht mit den Druckverhältnissen zusammenhängt, finden sich $^1/_2$ bis einige Zentimeter große, rundliche Mandeln (nodules) von Magnetit, Hornblende — kein Augit, was wohl auf den Wassergehalt bei der Bildung hinweist — und Titanit, zuweilen auch Feldspat. Sie sind von hellen Höfen umgeben, die durch die Extraktion der dunkeln Mineralien entstanden sind. Wie Stutzer hält Geijer die Bildung dieser Mandeln für konkretionsartig noch in der magmatischen Phase erfolgt, wie sich aus der Struktur und dem Übergang zur Grundmasse selbst in Gestalt von »Embryonalmandeln« ergibt.

Sie sind als pegmatitische Bildungen, bei deren Kristallisation das magmatische Wasser sicher eine Rolle spielte, aufzufassen.

Der Quarzporphyr im Hangenden, im Osten des Erzlagers, im allgemeinen von rötlicher Farbe, ist ca. 10% saurer wie der Syenitporphyr (SiO_2 = 66,46—71,30), ebenfalls natronreich (Na_2O = 3,97—6,40%). Er zeigt in dichter Grundmasse meist große Einsprenglinge (ca. 1 cm) von perthitischem sauren Feldspat, nie von Quarz. GEIJER unterscheidet 4 Typen. Der Magnetitgehalt steigt bis auf 10%, echte Magnetitporphyre finden sich aber nicht. Dagegen enthält der Quarzporphyr z. T. eckige Bruchstücke des liegenden Erzes, die ebenso wie einzelne Einschlüsse von Syenitporphyr auf das jüngere Alter des Quarzporphyrs hinzuweisen scheinen.

Am Luossavaara tritt eine ungefähr 100 m breite agglomeratische Zone auf, die in einem Porphyrbindemittel — kein rekristallisierter Tuff — meist runde Stücke von Quarzporphyr und syenitischen Gesteinen führt, auch 2 Quarzitstücke sind darin gefunden. Nach GEIJER ist sie eine Effusivbreccie, wahrscheinlich an der Grenze zweier nicht ganz gleichalteriger Quarzporphyrergüsse. Weiter nördlich tritt noch eine tuffartige Bildung auf.

Besonders in der Nähe der Ostgrenze durchkreuzen den Quarzporphyr zahlreiche Apatitgänge von im allgemeinen einigen Zentimetern bis Dezimetern Mächtigkeit. Sie bestehen aus Fluorapatit, Magnetit, Hämatit, Turmalin und selten Hornblende. Der Fluor- und Borgehalt weist auf pneumatolytische Vorgänge hin, doch glaubt GEIJER, wie schon in seiner früheren speziellen Bearbeitung (2), wegen der Fluidalstruktur und der granophyrischen Verwachsung die Auskristallisation aus dem Schmelzfluß selbst in den Vordergrund stellen zu müssen und die Entstehung etwa mit der Pegmatitbildung vergleichen zu können.

Am Kirunavaara werden die syenitischen Gesteine von Gängen von Quarzporphyr durchbrochen. Ebenso treten dort, zum Teil auch das Erz durchdringend, Gänge eines sauren magnetitarmen Syenitporphyrs mit größeren Einsprenglingen auf, die teils älter, teils jünger als die Erzlager sind. Auch ein Diabasgang ist durch eine Bohrung bekannt geworden.

Die Entstehung der Porphyre ist eine viel umstrittene Frage, die ja für die Deutung des Erzes besondere Wichtigkeit hat. Hatte BÄCKSTRÖM und LUNDBOHM sie früher für Effusivgesteine erklärt, so suchte STUTZER ihren intrusiven Ursprung nachzuweisen, indem er besonders auch den Übergang des Syenitporphyrs in Syenit betonte. Dieser Ansicht haben sich viele Forscher angeschlossen, und ist sie von FERMOR (17) jüngst wieder vertreten. GEIJER dagegen, wohl der genaueste Kenner des Kirunadistriktes, stellt die Porphyre auch in seiner neuesten Arbeit als Ergußgesteine hin. Er führt mehrere Beispiele dafür an, daß der untere Teil von mächtigen Lavadecken, ebenso als wenn er unter einer Sedimentdecke läge, tiefengesteinsartig erstarre. Besonders wichtig

ist das erwähnte Agglomerat am Luossavaara[1]), an das sich tuffartige Bildungen anschließen. Auch die Mandeln scheinen mir für Oberflächenerguß zu sprechen, wenn sie auch im allgemeinen als syngenetisch mit dem Porphyr verbunden angenommen werden müssen. Geijer sieht sie in seiner letzten Veröffentlichung als aus gasig-wässerigen Lösungen auskristallisiert an (25, S. 783). Die Quarz-Hämatitmandeln am Hopukka mögen übrigens (Geijer, 11, S. 239) doch durch postvulkanische Ausfüllung von ursprünglichen Bläschen im Gestein entstanden sein. Endlich deuten auch die geologischen Lagerungsverhältnisse auf oberflächliche Lavaergüsse. Das scheinbar gangförmige Auftreten beruht ja auf nachträglicher Aufrichtung. Die Konkordanz mit den Nebengesteinen setzt eine ursprünglich horizontale Lagerung voraus. Die verschiedenen mächtigen Gesteinsmassen und zuletzt das Erz müßten sonst als Lagergänge, und zwar immer gerade in dieselbe Schichtfuge eingedrungen sein.

Die Erzlager des Kirunavaara und Luossavaara sind in Form einer mächtigen Platte zwischen die beiden Porphyre eingelagert. Die Eisenerzlager erstrecken sich in Nord-Südrichtung 8 km lang, im Kirunavaara ist die Eisenerzplatte ununterbrochen 3,5 km lang. Die Breite ist in der Horizontalen durchschnittlich fast 100 m oder die tatsächliche Breite rechtwinklig zu den beiden Grenzflächen — weil die Schichten ja geneigt sind — ca. 80 m, sie steigt aber bis auf fast 200, bzw. 160 m. Im Luossavaara, wo die Länge 1200 m beträgt, ist das Erz 25—50 m mächtig. Unter dem Spiegel des Sees Luossajärvi setzt sich das Kirunavaaraerz noch fort, so daß es eine ununterbrochene Länge von fast 5 km hat; erst dann folgt eine Unterbrechung bis zum Luossavaara. Diese Unterbrechung entspricht vielleicht einer Durchbruchstelle des Quarzporphyrs, denn gerade hier finden sich in diesem häufiger die erwähnten Erzbruchstücke (11, S. 157).

Durch Bohrungen ist das Erz am Kirunavaara bis in 300 m Tiefe unter dem Spiegel des Luossajärvi, also 548 m unter dem Berggipfel mit im einzelnen sehr wechselnder — also unregelmäßiger Oberfläche —, im ganzen aber ungefähr gleichbleibender Mächtigkeit nachgewiesen worden. In dieser Tiefe nimmt die Mächtigkeit sogar beträchtlich zu, so daß man daraus auf eine flach linsenförmige Gestalt des Erzkörpers schließt. Das Erz geht aller Wahrscheinlichkeit nach bis in beträchtliche Tiefen herab, sicher bis 1000 m. Wahrscheinlich liegt das Zentrum der Linse und damit die größte Mächtigkeit erst in 1000 m Tiefe, und reicht das Erz bis etwa 2000 m Tiefe, wie sich aus dem im Jahre 1900 von Carlheim-Gyllensköld (12) vorgenommenen ca. 60 000 magnetischen Messungen ergibt.

[1]) Das auch nach Termier (Bull. Soc. Géol. de France 1910, S. 770) den Quarzporphyr als Lavaerguß kennzeichnet. Er erklärt beide Porphyre — ebenso wie das Erz — für Laven und nennt sie daher Rhyolite, bzw. Trachyte.

Eine der hervorragendsten und wirtschaftlich wichtigsten Eigenschaften des Eisenerzes ist seine fast völlige Reinheit von taubem Gestein. Das Erz selbst besteht aus einem feinkörnigen (Tuolluvaara) bis dichten (Kiruna), sehr harten Gemenge von Magnetit und Fluorapatit. Hämatit ist selten und wohl sekundär entstanden. Mit Ausnahme des Apatits fehlen nichtmetallische Beimengungen fast vollständig: Kieselsäure ist nur äußerst gering vorhanden, Titansäure im Gegensatz zu den Eisenerzausscheidungen der basischen gabbroiden Gesteine gewöhnlich unter $^1/_2$%, Schwefel 0,05% oder weniger. Der Apatit und damit der Phosphorgehalt des Erzes ist dagegen meist sehr beträchtlich. Es kommen zwar Erze mit nur 0,16% Apatit in größerer Menge am Kirunavaara vor, im allgemeinen beträgt der Phosphorgehalt bei Kiruna aber 1,5 bis 2% und steigt bis 4 oder 5 %, was einer Beimengung von 21,6 bis 27% Apatit entspricht.

Die Verwachsung ist meist sehr innig. Eine skelettartige Struktur ist häufig, bei der der Apatit in schriftgranitischer Weise die Zwischenräume eines Magnetitskelettes ausfüllt. Schlierige Zusammensetzung leitet allmählich zu schichtartiger Aufeinanderfolge von Apatit und Magnetit über. Im mikroskopischen Bilde tritt häufig trachytoidale Fluidalstruktur in der Anordnung langer Apatitprismen hervor. Auch sphärolitische Struktur wird von Geijer (S. 113) erwähnt. Weitere Beispiele von Fluidalstruktur mit z. T. quirlartiger Anordnung der Apatitprismen hat Geijer in seiner letzten Arbeit (25) gegeben. Aus künstlichen Schmelzversuchen glaubt er sie auf eine schnelle Erkaltung zurückführen zu müssen, während im Tiefengestein, einem Nephelinsyenit von Alnö, das Apatiteisenerz eine Art Pflasterstruktur mit isometrischen Individuen zeigt. Außer mit dem Magnetit verwachsen tritt der Apatit in Hohlraumausfüllungen aller Art, Gängen und Adern auf.

Von den anderen spärlichen Mineralien sind Augit und Hornblende die wichtigsten. Der Augit tritt in ophitischer Verwachsung im Erz auf.

Die Grenze des Nebengesteines gegen den Erzkörper ist im allgemeinen recht scharf. Sie beweist, daß die Erzlagerstätte nicht an Ort und Stelle syngenetisch entstanden sein kann. Am Kontakt gegen den liegenden Syenitporphyr kommt vielfach eine Breccie von Porphyr mit Magnetit als Bindemittel vor, zahlreiche Magnetitgänge dringen, wenn auch nicht weit, in den Porphyr ein, wie man am Luossavaara gut beobachten kann. In schmaler Zone ist der Porphyr häufig zu einem skarnartigen Hornblendegestein umgewandelt. Auch Chlorit und große Quarzbrocken findet man am Luossavaara, das Auftreten von Turmalinnadeln dabei ist bemerkenswert. Ist aus der deutlichen Beeinflussung des Syenitporphyrs am Kontakt mit dem Erz das jüngere Alter des letzteren zu schließen, so beweist das Auftreten von ganz gleich zusammengesetzten Syenitporphyrgängen, die in das Erz am Kirunavaara eindringen, daß der Altersunterschied nicht groß sein kann. Noch

geringer dürfte dieser zum hangenden Quarzporphyr sein, wo stellenweise am Kontakt eine Durchtrümerung mit Erz — am Luosavaara tritt auch eine Art Breccie auf — und eine gewisse Amphibolitisierung auf ein jüngeres Alter des Erzes zu deuten scheinen, während andererseits die zahlreichen Einschlüsse von Erz dem Quarzporphyr die spätere Entstehung zuweisen.

Geht aus der Zusammensetzung des Erzes aus Mineralien, die alle in den umgebenden Eruptivgesteinen vorkommen, der oben beschriebenen eruptiven Struktur, der geologischen Position innerhalb von Eruptivgesteinen, sowie dem Auftreten ebenso zusammengesetzter Schlieren und Eruptivgänge von Erz in den umliegenden Porphyren der magmatische Ursprung des Apatiteisenerzes klar hervor, so geben uns die neuen Studien von Sjögren, Geijer u. a., denen sich Bergeat (16) anschließt, auch über die Art des Differentiationsvorganges Aufschluß. Der Kirunatypus, der »spätmagmatisch« als pegmatitische Phase den letzten Erguß des Stammagmas darstellt und schon pneumatolytische Mineralien enthält, steht in der Mitte zwischen der Titaneisenerzgruppe die als eine basische Abscheidung im Tiefengestein noch bei hoher Temperatur entsteht, und der Emanationsgruppe, die die Kontakterze liefert (25, S. 779).

Bei der Differentiation ist dem magmatischen Wasser, das den Schmelzpunkt erniedrigte, eine besondere Rolle zuzuschreiben. Geijer (11, S. 266) nimmt an, daß die Abscheidung des Apatiteisenerzes vom Muttermagma in der Tiefe und etwa in der gleichen Phase erfolgt sei, in der sich das Stammagma in das kieselsäureärmere und das kieselsäurereichere Teilmagma trennte, und daß das Erz mit der letzteren Komponente zusammengeblieben sei. Es sei dann bis zuletzt in Lösung geblieben und schließlich etwa nach Art der »Wasserschmelzen« Sjögrens »diamagmatisch« emporgestiegen. Es entspricht die Erzbildung der »pegmatitischen Phase« eines Granitmagmas[1]).

Die Apatitgänge stellen die letzten Nachschübe dar. Einzelne Hämatitadern sind ebenso wie die Hämatitlager im Haukikomplex postvulkanischen, pneumatohydatogenen Ursprunges.

Über die »mise en place« vertritt Geijer im Gegensatz zu Stutzer die Bäckströmsche Auffassung eines lavaartigen Oberflächenergusses des Magnetitmagmas, doch weist er selbst auf die Schwierigkeit hin, diese Auffassung mit der Annahme eines hohen Druckes, den die Injektion der Magnetitgänge am Kontakt mit dem Nebengestein, sowie das Festhalten der pneumatolytischen Agentien voraussetzt, in Einklang zu bringen. Bergeat (16) sieht das Erz daher als »pegmatitische Injek-

[1]) Newland, Geology of the Adirondack magnetic ores. New York State Museum Bull. 119. 1908, weist ebenfalls (S. 32) auf die Bedeutung heißer Dämpfe und Wasser für die Bildung der Magnetitlager in den Augitsyeniten der Adirondacks, in denen auch Fluorit vorkommt, hin und vergleicht diese mit den Pegmatitgängen.

tion« an, was den effusiven Ursprung der Nebengesteine nicht ausschließt. Diese noch unentschiedene Frage verliert an Bedeutung, wenn man in Betracht zieht, daß das Empordringen des Quarzporphyrs und des Erzes, wie erwähnt, fast gleichzeitig stattfand, so daß die Unterschiede einer effusiven Ausbreitung des Quarzporphyrs über das Magnetitlager oder einer sogleich folgenden lagerförmigen Intrusion des Erzes unter die Porphyrdecke sich verwischen, und sich wohl in allen Fällen eine Anordnung nach dem spezifischen Gewicht einstellen mußte.

Scharf getrennt zeigen sich diese beiden Entstehungsarten dagegen bei zwei anderen nicht weit entfernten Lagerstätten. Bei Ekströmsberg, über das wir GEIJER eine neue Studie (25,I) verdanken, sind in effusiven Quarzporphyr mit zwischengeschalteten untergeordneten Syenitporphyren Magnetit-Apatitlager, das größte von über 1200 m Länge, eingebettet, die ausgezeichnete Fluidalstruktur aufweisen. Andere Partien des Erzes sind gröber kristallin von porphyrischer Struktur mit scharfbegrenzten Apatitkristallen. Auch STUTZER hat hier einen Magnetiterguß angenommen, der gleichzeitig mit dem Porphyr erfolgte. Die Hämatitlager sind hier im Gegensatz zu Kiruna mit dem Porphyr und auch mit dem Magnetit eng verbunden, so daß man sie ebenfalls als primäre Ausscheidungen ansehen muß (25). In dem ziemlich reichlichen primären Vorkommen von Orthit, der sich auch bei Kiruna findet, sieht GEIJER als einem der zuletzt auskristallisierenden Mineralien eine Bestätigung der Annahme der spätmagmatischen Entstehung der lappländischen Erze.

Bei Tuolluvaara, nur 5 km östlich von Kiruna, ist das apatitärmere Erz in Form unregelmäßiger Linsen und Gänge in einen Quarzporphyr von ungefähr gleicher Zusammensetzung wie der von Kiruna eingelagert. Einzelne Pegmatitgänge, die Apatit und Magnetit führen, durchschneiden ihn. Von den Erzkörpern dringen zahllose Magnetitgänge jeder Größe in das Nebengestein und verwandeln es im Kontakt in eine Erzbreccie. Man sieht alle Übergänge in der Durchäderung des Porphyrs bis zum reinen Erz. Der intrusive Ursprung der Erzmassen — den auch GEIJER annimmt — ist hier überzeugend erkennbar.

Bei Mertainen, wo daneben Erzbreccien sehr verbreitet sind, die STUTZER (1, S. 662) durch Druckwirkung auf den noch flüssigen Magnetit erklärt, und besonders bei Painirova tritt das Erz schlierenförmig, durch Übergänge mit dem Nebengestein verbunden, auf und wird daher von STUTZER als magmatische Ausscheidung in situ aufgefaßt.

Alle bisher beschriebenen magmatischen Ausscheidungen, seien sie in situ gebildet wie Painirova, intrusiv wie Tuolluvaara, effusiv wie Ekströmsberg oder dem Übergangstypus angehörig wie Kirunavaara-Luossavaara liegen in nachträglich nur wenig veränderten Gesteinen, intensive Metamorphose kennzeichnet dagegen die nach Kiruna bedeutendste Lagerstätte Lapplands Gellivare. Die syenitischen natronreichen Gesteine, an die auch hier das Erz gebunden ist, sind vielfach in lepti-

tische, granulitische oder gneisartige umgewandelt und werden daher von Högbom als Metasyenite bezeichnet. Einzelne von diesen lassen noch porphyrische Struktur erkennen. Man kann den Syenitporphyren (mit ca. 60% SiO_2), den Quarzporphyren (70% SiO_2) und den Magnetitsyenitporphyren [32,83% SiO_2; 35,77% Fe_2O_3; 14,84% FeO (Analyse II bei Högbom)] von Kiruna entsprechende Gesteine unterscheiden. Andere sind aus echten Syeniten entstanden. Auch Hornblende-Titanitmandeln sind besonders bei der Grube Koskulls-Kulle verbreitet. Interessant ist das wenn auch nur untergeordnete Auftreten von Sillimanitgneiss. Högbom glaubt diese durch Druckmetamorphose aus ursprünglich infolge hydrothermaler Prozesse im Anschluß an die Erzbildung teilweise kaolinisierten syenitischen Gesteinen erklären zu dürfen, wie man unveränderten Kaolin auch in einzelnen Gruben beobachten kann. Ganggesteine treten zahlreicher als bei Kiruna auf. Die basischen, die z. T. zu früher als »graue Gneisse« bezeichneten Gesteinen verändert sind und von Högbom daher Metabasite genannt werden, sind die ältesten. Sie werden ebenso wie das Erz oft von jüngeren Granitgängen durchschnitten, die ihre ursprüngliche Struktur deutlicher bewahrt haben. Die jüngsten sind Pegmatitgänge, die Ausscheidungen von Apatit und Hämatit, seltener von Flußspat, Turmalin und Titanit führen.

Skarngesteine spielen hier eine größere Rolle wie bei Kiruna, und kann man alle Übergänge zum Syenit einerseits, der durch Skarnbreccien vermittelt wird, zum Erz andererseits beobachten. Durch den starken Druck können sie zu gneisartigen Gesteinen umgewandelt sein.

Das Erz tritt infolge tektonischer Verquetschung in zahlreichen meist länglichen Linsen — die längste Tingvalls-Kulle ist etwa 1 km lang und im Maximum ca 60 m breit — auf, die in mehreren Zonen angeordnet sind. Es unterscheidet sich von dem Erz von Kiruna — ebenfalls infolge Dynamometamorphose — durch seine Grobkörnigkeit und besteht aus etwa reiskorngroßen, länglich gestreckten schwarzen Magnetitkörnern und hellen gelbgrünlichen Apatitkörnern, die sich oft zu Streifen zusammenschließen. Der Prozentgehalt der nicht metallischen Beimengungen ist etwas größer (4—6%), der des Phosphors, der sehr wechselt, im Durchschnitt (ca. 1%) etwas geringer als bei Kiruna, kann aber bis 20% Apatit steigen.

Die Erklärung der Entstehung der Erzlager von Gellivare wird durch die Metamorphose des Erzes wie besonders der Nebengesteine erschwert. Da aber beide im allgemeinen ursprünglich denen von Kiruna entsprechen, und alle geologischen Verhältnisse mit Ausnahme des stärkeren Gebirgsdruckes die gleichen sind, wird man für beide auch die gleiche Entstehung, d. h. »gewanderte magmatische Ausscheidung«, annehmen müssen, wie Stutzer hervorhob.

Bekanntlich werden die Apatiteisenerzlager von Grängesberg im mittelschwedischen Erzdistrikt, die ebenfalls in granulitische Gesteine eingelagert sind und in ihrer Zusammensetzung und geologischen Posi-

tion den Gellivaraerzen sehr ähneln, von JOHANSSON[1]) und auch von SJÖGREN für magmatische Ausscheidungen erklärt.

Der Stribergtypus Mittelschwedens, der die Torrstenar, die Dürrerze — die aus abwechselnden Lagen von Quarz und Hämatit bestehen — umfaßt, findet in Lappland sein Äquivalent in den eigentümlichen Quarzbändereisenerzen des Sydvarangerdistriktes im nördlichsten Norwegen. Die Erze bestehen aus abwechselnden, meist 1—5 mm dicken Lagen von Magnetit und Quarz, beide mit etwas Hornblende. Sie sind in Form langer Züge in metamorphe Gesteine eingelagert, die VOGT (13, 14) für gepreßte Granite hält, und werden von jüngeren Granitgängen durchsetzt. Aus diesen Gründen, sowie wegen des Fehlens pneumatolytischer und Kontaktmineralien glaubt VOGT auf magmatische Differentiationsvorgänge als Ursache schließen zu müssen. SJÖGREN sieht sie als vielleicht später injizierte »diamagmatische« Gänge an. GEIJER dagegen, der das Sydvarangergebiet kürzlich untersucht hat (20), erklärt das Nebengestein als umgewandelte suprakrustale Bildungen, das Erz als chemischen Absatz. Die granitisch-aplitischen Gänge sind nach ihm viel jünger sowohl als das Nebengestein wie als das Erz.

B. Unter der Redaktion der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Erdbeben und Gebirgsbau in Südwestdeutschland.

Vorläufige makroseismische Ergebnisse des Erdbebens vom 16. November 1911.

Von **W. von Seidlitz** (Straßburg).

Literatur:

1. C. BOTZONG, Über die Erdbeben Südwestdeutschlands insbesondere über die der Rheinpfalz. Pfälzische Heimatkunde 1912.
2. W. DEECKE, Einige Bemerkungen zu den Beben im badischen Oberlande. Mitt. d. bad. Landesver. f. Naturkunde 1909, S. 285.
3. E. KAYSER, Lehrbuch der Allg. Geologie, 4. Aufl. 1912. S. 722/23 m. Karte von A. Sieberg, Fig. 563.
4. R. LAIS und A. SIEBERG, Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. Nov. 1911 und seine Beziehungen zum geolog. Aufbau Süddeutschlands mit 1 Karte und 2 Figuren. Beitr. z. Geophysik. XII, S. 186, 1912.
5. R. LAIS, Die Erdbeben des Kaiserstuhls. Beitr. z. Geophysik. XII. 1. S. 45. 1912.
6. R. LANGENBECK, Die Bildung der Rheintalspalte und die Oberrheinischen Erdbeben. Aus Schule und Leben II, 2, Straßburg 1911.
7. R. LAUTERBORN, Wirkungen des Erdbebens vom 16. Nov. 1911 unter dem Spiegel des Bodensees. Jahresber. Oberrh. Geol. Ver. N. F. Bd. 24, S. 10, 1912.

[1]) JOHANNSSON, Die eisenerzführende Formation in der Gegend von Grängesberg. Geol. För. Förh. XXXII. 1910.

8. Monatliche Übersicht über die seismische Tätigkeit der Erdrinde nach der Kaiserl. Hauptstation in Straßburg zugegangenen Nachrichten. 1911, Nr. 11, S. 4, bearbeitet von A. Sieberg m. Kartenskizze.
9. L. Neumann und W. Deecke, Das Erdbeben vom 16. November 1911 in Südbaden. Mitt. Gr. bad. Geol. Landesanst. VII. 1, 1912, S. 149.
10. C. Regelmann, Das süddeutsche Erdbeben am 16. Nov. 1911. Stuttgart »Jünglings Freund« April 1912. S. 56.
11. C. Regelmann, Neuzeitliche Schollenverschiebungen der Erdkruste im Bodenseegebiet. Berichte Oberrh. Geol. Ver. 40. Lindau 1907.
12. C. Regelmann, Erdbebenherde und Herdlinien in Südwestdeutschland. Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. 63. Jahrg. Stuttgart 1907. S. 110.
13. J. Robert, Das Erdbeben vom 16. Nov. 1911 im Großherzogtum Luxemburg. »Gesellsch. Luxemburger Naturfreunde« 1912.
14. G. Rüetschi, Vorläufige Mitteilungen über die Veränderungen des Untersee-beckens (Bodensee) durch das Erdbeben vom 16. Nov. 1911 m. 2 Abb. Jahresbericht Oberrh. Geol. Ver. N. F. Bd. 2, S. 108. 1912.
15. G. Rüetschi, Das Erdbeben vom 16. Nov. 1911 am Untersees und die Schollenbewegungen des Seerückens und des Schienenberges. M. 3 Tafeln (2 Karten). Jahresber. Oberrh. Geol. Ver. N. F. Bd. 3. 1913. S. 113.
16. W. Salomon, Die oberrheinischen Erdbeben und das Beben vom 16. Nov. 1911. Naturwiss. Wochenschr. N. F. XI., S. 81, 1912.
17. W. Schmidle, Beobachtungen über das Erdbeben vom 16. Nov. 1911 in Konstanz. Jahresber. Oberrh. Geol. Ver. N. F. Bd. II. S. 6, 1912.
18. A. v. Schmidt und K. Mack, Das süddeutsche Erdbeben vom 16. Nov. 1911. Württ. Jahrb. f. Statistik u. Landeskunde 1912. I, S. 96.
19. E. Scheu, Das Erdbeben vom 16. Nov. 1911. Natur 1912, 11/12, S. 225 u. 242.
20. A. Sieberg, Über die makroseismische Bestimmung der Erdbebenstärke. Beiträge zur Geophysik XI. S. 227, 1912.
21. A. Sieberg, Artikel »Erdbeben« im Handwörterbuch der Naturwissenschaft. Bd. III. 1912. S. 691 u. 695.
22. L. van Werveke. Gedanke über die Ursache des Erdbebens vom 16. Nov. 1911. Mitt. Philomath. Ges. Els.-Lothringen. Bd. IV. 5. S. 723. 1913.

Die ersten Berichte über das Erdbeben vom 16. November 1911 konnten sich auf genaueres Beobachtungsmaterial noch nicht stützen. Im Gegensatz zu diesen, meist in allgemein-naturwissenschaftlichen Zeitschriften veröffentlichten Aufsätzen sind im Lauf des verflossenen Jahres eine Reihe von Untersuchungen erschienen, die sich die vorläufige Verarbeitung der Einzelbeobachtungen zur Aufgabe machten. Hält es auch manchmal schwer, aus der spröden Hülle von geophysikalischem Material und Lokalnotizen, den für Geologie und Tektonik allgemein wertvollen Kern herauszuschälen, so kann jetzt ein Versuch doch um so mehr unternommen werden, als unter diesen neuen Mitteilungen als wertvollste sich auch eine Veröffentlichung (4) der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg befindet. Auf diese die Fachgenossen angelegentlichst hinzuweisen, ist der Zweck dieser Zeilen, da die umfassende Publikation der Kaiserl. Hauptstation und der internationalen seismolog. Assoziation über das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911 noch geraume Zeit auf sich wird warten lassen.

Die Bedeutung dieses Erdbebens für die Geologie liegt besonders darin, daß es in einem geologisch genau erforschten Gebiet

auftrat, in dem die Kartierung schon so weit vorgeschritten ist, daß eine erfolgreiche Bearbeitung des Materials auch unter dem Gesichtspunkt der Beziehungen zwischen seismischer Intensität und geologischem Untergrund einerseits und tektonischen Störungslinien andererseits möglich ist.

Bisher liegen nur Bearbeitungen des makroseismischen Materials von der Rauhen Alb, vom südlichen Schwarzwald, Bodensee und von der Rheinebene vor, die wertvolle Ergänzungen zu den bisherigen Darstellungen (2, 6, 11 u. 12) dieser Gebiete bilden[1]). Zwei Karten (4 u. 9), auf denen die Ergebnisse zusammengestellt sind, erleichtern die Übersicht und sind deshalb von besonderem Wert, weil auf ihnen auch eine ganze Reihe neuerer z. T. unveröffentlichter Beobachtungen der Geolog. Landesanstalt von Baden verwertet werden konnte. Vor allem tritt dies bei den Verwerfungen hervor, während die Grundlage für den geolog. Schichtenbau (4) der Regelmannschen Karte entnommen wurde.

Was den Einfluß der Bodenbeschaffenheit auf die Intensität der Erschütterung (gemessen nach der Merkalliskala in der von Sieberg (20) erweiterten Form) anlangt, so muß erwähnt werden, daß die petrographischen Unterschiede der einzelnen Gesteine, wohl wegen der Mächtigkeit der Verwitterungsdecken, nicht in erkennbarem Maße hervortreten. Dagegen zeigte es sich, daß die alten Glazialgebiete mit ihren Torf-, Moor- und Riedböden durch besonders starke Intensität (bis VII) ausgezeichnet sind (4). So führt auch Schmidle (17) die verschiedene Wirkung des Bebens in Konstanz auf jungdiluviale Sand- und Bändertonablagerungen zurück. Während die auf ihnen stehenden Gebäude am meisten gelitten haben, wurden solche auf fester Moräne viel weniger beschädigt.

Damit wird die bekannte Tatsache, daß mächtige Schotteranhäufungen einen stark dämpfenden Einfluß auf die Intensität des Stoßes haben, bestätigt, was übrigens auch darin sich zeigt, daß die ganze Rheinebene (aus der nur der Kaiserstuhl durch höhere Intensität herausragt) ein Gebiet recht schwacher (V) Erschütterung darstellt. Auch das Granitgebiet des hohen Schwarzwaldes empfing, von wenig Ausnahmen abgesehen, nur Stöße von gleich geringer Stärke. Zwischen beiden Gebieten erfolgte aber in der ganzen Vorbergzone ein beinahe sprunghaftes (Staffelbrüche?) Ansteigen bis VI$^1/_2$ Grad (ebenso wie im Kaiserstuhl), das besonders an den Randbrüchen deutlich hervortritt[2]). Mit den Rheintalspalten schneidet dann die Isoseiste VI sowohl auf der Schwarzwald- wie Vogesenseite scharf ab.

[1]) Es hat sich dabei (4) die Arbeitsmethode bewährt (20), die Nachrichten ohne jede Veränderung oder Korrektur durch Nachrichten aus Nachbargegenden zu übernehmen.

[2]) Auf der Kaiserstuhlkarte von Lais (5) fällt die geringere Erschütterung der zwischen den Brüchen liegenden Vorbergschollen zwischen Emmedingen und Lahr und ebenso der Schönberg bei Freiburg auf, während die Verwerfungen besonders bei Waldkirch und im Schuttertal seismisch stark bemerkbar waren.

Interessanter ist der Verlauf der Linie VI am Ostabfall des Schwarzwaldes, weil es sich um ein Gebiet handelt, dessen Aufbau durch eine große Anzahl — hercynisch streichender — Verwerfungen zerstückelt ist, deren Verlauf z. T. erst in neuester Zeit genauer festgestellt wurde. Der Dornstedter Graben, die Verwerfungen von Villingen und Schrammberg bedingen daher den Verlauf der Isoseiste und fallen teilweise mit starken Ausstülpungen der Linie zusammen, während der Bonndorfer Graben mit seiner eingebrochenen Triasscholle ganz besonders auffallend die Beziehungen zwischen Gebirgsbau und seismischen Linien enthüllt. Die Isoseiste VI$^1/_2$ greift bei Bonndorf in ganz auffälliger Weise über den Südrand des Grabens hinaus, weiter als man nach dem Verlauf der Verwerfungen auf der Regelmannschen Karte vermuten konnte. Erst die kürzlich veröffentlichten Untersuchungen Spiegelhalters brachten des Rätsels Lösung durch den Nachweis weiterer Verwerfungen im Süden, ebenso wie die stärkere Intensität des Wutachgebietes ihre Erklärung durch Verwerfungen auf der soeben erschienenen Karte (Blatt Stühlingen) von J. Schalch erhielt. Aber auch andere schon bekannte Dislokationen des kristallinen Schwarzwaldes, so bei St. Peter und St. Märgen, der Kesselberggraben bei Triberg und die Stellen, wo bedeutende Verwerfungen zusammenlaufen, treten seismisch als Gebiete besonders hoher Intensität hervor, so im Prechtal und bei Kandern, wo Rheintalspalte und Dinkelbergverwerfung zusammentreffen.

Für den Kaiserstuhl gibt Lais (5) eine Isoseistenkarte des Bebens vom 16. November 1912 und eine seismisch-geologische Karte. Die Herdlinien der früheren autochthonen Kaiserstuhlbeben traten am 16. November nicht hervor, dagegen wurden wohl die Schollen, welche die Unterlage der vulkanischen Massen bilden, als Ganzes selbständig erschüttert, eine Auffassung, die besonders dadurch gestützt wird, daß am 21. November 1911 der Kaiserstuhl Schauplatz eines selbständigen Nachbebens war. Da das ganze Gebiet am 16. November durch die Intensität VI—VII ausgezeichnet war, nimmt Lais an, daß es durch sekundäre Eigenbewegungen heftiger erschüttert wurde als seine Umgebung. Am Schluß seiner eingehenden Untersuchungen sowohl der autochthonen wie allochthonen Kaiserstuhlbeben kommt er zu dem Ergebnis, daß, wie auch schon früher behauptet, die Beben insgesamt tektonischer Natur sind, und daß von den Herdlinien der autochthonen Beben jedenfalls die Endinger nur eine Verwerfung in den Sedimentärschollen, aber keine Eruptionsspalte ist.

Es steht somit außer Frage, daß eine innige Verbindung zwischen dem Auftreten von Verwerfungen und verstärkter Bebenwirkung wenigstens in den geologisch gut bekannten Gebieten des südlichen Schwarzwaldes nachweisbar ist[1]), was auch Deecke (2) für

[1]) Bei der demnächst in Aussicht stehenden Bearbeitung des linksrheinischen Materials wird es von Interesse sein, ob ähnliche Beziehungen auch zu den Verwerfungsgebieten des Leber- und Breuschtales usw. bestehen. Das Zaberner Bruchfeld zeigte auffallend geringe Intensitätswerte.

einige ältere Beben schon hervorgehoben hat. Nach seiner Auffassung handelt es sich bei allen den Beben, die so deutlich auf lokaltektonische Ursachen weisen, um solche, die in höheren Teilen der Erdkruste ihren Ursprung genommen haben. Er führt sie auf Schollenverschiebungen zurück.

Die umgekehrte Schlußfolgerung, daß Gebiete hoher seismischer Intensität auch tektonisch stark gestört seien, ist selbstverständlich nur bedingt zulässig. Spielen nach Lais (5) auch vulkanische Beben, selbst im Kaiserstuhl, kaum eine oder nur ganz untergeordnete Rolle (2), so sei doch auf die verstärkte Bebenwirkung alter Glazialböden (4) in diesem Zusammenhang nochmals hingewiesen. Es verdient auch hervorgehoben zu werden, daß das eigentliche Herdgebiet bei Ebingen und Hechingen (16) ein tektonisch ungewöhnlich einfaches und so gut wie ganz ungestörtes Gebiet ist. Immerhin bleibt der im Schwarzwald hervortretende Zusammenhang zwischen Tektonik und seismischer Intensität wichtig genug für Gebiete, in denen die geringe Gliederungsmöglichkeit der verworfenen Gesteine und die Bedeckung mit jüngeren, nicht mit bewegten, Schichten die Feststellung der Verwerfungen erschwert, oder wo nur ungeschichtete Gesteine aneinander verschoben wurden.

Unbedenklich darf man wohl die Fortsetzung von Verwerfungen in stärker erschütterten Flächen suchen. Demnach wäre die Verwerfung Villingen-Schramberg bis Schiltach und die Kesselbergverwerfung dem Tal der Gutach entlang nach Norden zu verlängern; auch das Gebiet westlich des Dornstedter Grabens wäre daraufhin zu prüfen. Ebenso scheint das stärkere Schütterungsgebiet im Dreisamtal bei Kirchzarten eine Bestätigung der von Deecke (2), Wilckens und Spiegelhalter ausgesprochenen Vermutung zu sein, daß der Bonndorfer Graben durch eine Störungslinie mit dem Rheintalgraben in Verbindung steht. Auch einige Stellen erhöhter Intensität auf dem hohen Schwarzwald (St. Blasien, Hammereisenbach), die eine Erklärung bisher noch nicht gefunden haben, werden einer genaueren geologischen Untersuchung empfohlen (4).

Auffallend ist es, daß eine Reihe von Schwarzwaldtälern (Dreisam, Schiltach, Gutach, unteres Kinzigtal, Oberlauf der Wiese) mit schmalen Zonen stärkerer Intensität zusammenfallen. Damit wird die Anschauung, daß die Bildung einzelner Täler von vornhandenen Bruchlinien ihren Ausgang genommen habe, wenn auch nicht bestätigt, so doch nahegelegt. Es sei aber daran erinnert, daß Regelmann(12) tief eingeschnittene Talsohlen für seismisch empfindlicher hält als Hochflächen, was aber vielleicht nur mit der stärkeren Erschütterung einer dünneren, wasserdurchtränkten Schuttbedeckung auf anstehendem Felsboden zusammenhängt.

Was das Bodenseegebiet anlangt, das man ursprünglich auch als Epizentrum in Verdacht hatte, so liegen dafür verschiedene Berichte (7, 11, 14, 15, 17) und Beobachtungen vor, aus denen besonders hervor-

zuheben ist, daß die Isoseiste VII$^1/_2$ ziemlich genau dem Nordufer des Überlinger Sees folgt. Dies wäre eine Bestätigung für Schalchs Ansicht, daß der Überlinger See durch Einbruch — nicht durch Wirkung des Eises (Penck) — entstanden ist, und zwar nicht nur durch Abrutschungsflächen, sondern durch echte Verwerfungen. Schmidle (17) erwähnt ebenfalls diese Verwerfung am Ostufer des Überlinger Sees und die Linie Stockach-Meßkirch (deren S.W.-Ecke schon von Gutmann als Verwerfung kartiert ist) als Linien besonders starker Bebenwirkung, die sich nach Deecke (9), der ebenfalls den Grabencharakter des Überlinger Sees betont, ebenso wie die übrigen Stockacher Spalten weiter nach Norden gegen Ebingen zu fortsetzen. Den Bodenseegraben sieht Deecke als südöstliche Fortsetzung des sich trichterartig erweiternden Bonndorfer Grabens an (Hauptbodenseeverwerfung[1])). Da sich der Bonndorfer Graben andererseits in der Dreisamlinie bis in die Freiburger Bucht fortsetzt, außerdem Regelmann (11) die Erdbeben des Bodensees auf einige seismisch besonders unruhige Linien zurückführt, von denen neben der Thurgaulinie (Frauenfeld-Konstanz) besonders die Linie Dornbirn-Ludwigshafen-Stockach eine Rolle spielt, so ergibt sich daraus, daß dieses vom Kaiserstuhl bis Bregenz in hercynischer Richtung streichende Linienbündel als eine der wichtigsten seismischen Zonen Südwestdeutschlands angesehen werden muß. Die Bedeutung dieser Erdbebenlinie erhellt unter anderem auch daraus, daß die meisten Schwarzwaldbeben in letzter Zeit (mit Ausnahme vom 13. Januar 1895) vom Gebiet des Bonndorfer Grabens ausgegangen sind.

Schmidle erwähnt eigentliche Erdbebenspalten parallel des Sees, bzw. seinen Talwänden, ebenso hat er eine ganz junge Verwerfung schon lange am Steiner See vermutet, die durch das letzte Beben bestätigt zu werden scheint[2]). Lauterborn (7) beobachtete, daß die Seehalde zwischen Ermatingen und Gottlieben auf eine Länge von 150 m etwa 40 cm abgerutscht war, daneben eine Anzahl paralleler, bis handbreiter Spalten und Risse von Meterlänge. Näher bei Ermatingen zeigte sich im ebenen Seeboden eine rinnenförmige Einsenkung (50 cm breit, 40 cm tief), die sich auf 40 m verfolgen ließ. Rüetschi (14), dem wir eingehende Nachrichten über das Schweizer Bodenseeufer verdanken, die er auf zwei instruktiven Karten zusammengestellt (15) hat, berichtet, daß die Seehalde (16 km lang auf der linken Seite, 6 km auf der rechten Seite) um $^1/_2$ km (links) bis 1$^1/_2$ km (rechts) deformiert worden sei, wobei die Schwimmkante stellenweise 2,4—18 m nach auswärts verlegt wurden, und Abbrüche bis zu 2 m entstanden. Durch diese Senkungen soll eine Ver-

[1]) W. Schmidle, Zur Geologie des Untersees. Jahresber. Oberrh. Geol. Ver. N. F. Bd. II. 1912. S. 29.

[2]) Der versinkende Donaulauf, der als Aach wieder zutage tritt, führte (obwohl es nicht geregnet hatte) am 17. November trübes Wasser. Bei Stockach wurden kleine Schlammsprudel beobachtet (8).

tiefung des Beckens und eine Stromablenkung verursacht worden sein. Da hierbei etwa 9000 cbm Sand und Schlammaterial bewegt wurden, ist es erklärlich, daß der Rhein bei Stein und im Untersee acht Tage lang trübe floß (während er bei Konstanz stets klar war), und massenhaft Seepflanzen und Schneckenschalen in der Strömung beobachtet wurden; es brauchen daraus aber noch nicht unbedingt andere Veränderungen (SCHMIDLE) in größerer Tiefe abgeleitet zu werden.

Ist auch zu berücksichtigen, daß der lockere Boden durch Sackungen und Abrutschungen die Veranlassung zu Niveauveränderungen ohne tektonische Bedeutung werden kann[1]), so zeigen REGELMANNS (11) Untersuchungen doch deutlich, daß solche Senkungen sich hauptsächlich auf den seismisch unruhigen Linien vollzogen haben und auch heute noch ruckweise (besonders auf der Südseite, wie Feinnivellements gezeigt haben) vollziehen. Er führt sie auf Schollenverschiebungen zurück (als deren Begleiterscheinung die Erdbeben aufzufassen sind), da von den Alpen[2]) her beständig ein tangentialer Druck auf das Bodenseegebiet wirke. Es ist (10) die oberschwäbische Muldenachse (Grandson, Zürich) Frauenfeld, Konstanz, Ravensburg-Memmingen (N. 64 O), die eine Versenkung mit Bruch und ein Vorwärtsschieben der großen Erdschollen herbeigeführt haben soll. Nach REGELMANN (10) waren nun die starren Juraplatten die hauptsächlichsten Leiter der kräftigen isostatischen Ausgleichsbewegungen, die auf einen tiefgelegenen Bebenherd zurückgeführt werden müssen (21), von dem aus die ganze Albtafel[3]) in Schwingungen von VI$^1/_2$—VII Grad geriet. So wiesen (10) die Linien Vilsingen-Ebingen-Balingen-Dornstetten und Ebingen-Hechingen-Rottenburg die schwersten Gebäudeschäden auf. An mehreren Stellen (Käpflesberg bei Beuron, Gräbelsberg b. Laufen, Lochhörnle b. Frommern) sind Felsstürze und Bergschlipfe niedergegangen (8). REGELMANN (10) erwähnt ferner, neben Rutschungen an der Schalksburg, besonders die meridional gerichteten Erdspalten (3—5 m tief, bis 200 m lang) im oberen Eyachtal bei Margrethausen (auch 18) und erläutert die Rutschungen des Weiß-Jura-Gehängeschuttes auf tonigen Lagen des obersten Br.-Jura durch ein instruktives Profil.

Über die Richtung der Bewegung hat DEECKE (9) interessante Beobachtungen auf einer Karte zusammengestellt, aus denen hervorgeht, daß der Stoß den großen Verwerfungen des Rheintales, Elztales und Gutachtales parallel nach Norden verlief. Am Kaiserstuhl wurde da-

[1]) Auch bei Ludwigshafen a. B. soll die alte Seehalde wenigstens einen Kilometer weit durch Senkungen verschwunden sein.

[2]) Die ganze Alpenfront von Bregenz bis Salzburg wurde in Stärke V—VI erschüttert (10); im Inneren der Alpen IV—V. Am Südrand bei Bozen trat das Beben noch mit III—IV Grad in Erscheinung.

[3]) Die zahlreichen (etwa 60) Nachbeben bedeuten hier demnach nichts anderes als ein Zurechtrütteln der einzelnen verschiedenartig gebauten Platten der schwäbischen Alb, welche das Hauptbeben gestört hatte (10).

gegen keine bestimmte Richtung der Erschütterung, sondern nur eine solche von unten herauf beobachtet, was wohl mit der guten Leitung der festen, massigen Eruptivgesteine zusammenhängt. Die Bewegungen im Rheintal weisen teils direkt auf die seismisch häufig hervortretende Hauptverwerfung[1]) oder auf dieser parallele Treppenbrüche (vgl. die stufenförmig ansteigende Intensität auf der Karte von Lais und Sieberg); nur bei Lörrach scheint es, als sei der Boden an den beiden aneinander stoßenden Schollen in verschiedener Richtung bewegt worden. Außerdem war nur an der bedeutenden Elztalverwerfung (nach Schnarrenberger fast 1000 m Sprunghöhe) der Stoß nach NO., wahrscheinlich lokal von der Rheintalverwerfung ausgehend, gerichtet. Im Bonndorfer Graben folgt die Stoßrichtung genau dem Verlauf der tektonischen Linien und biegt mit diesen von O—W nach NW. um. Ähnlich wie an der Stelle, wo Degerfelder Verwerfung und Schwarzwaldlinie sich treffen, so verteilt sich auch bei Freiburg, wo letztere mit der Dreisamlinie (dem Ausläufer des Bonndorfer Grabens) zusammenstößt, die Richtung des Stoßes je nach dem Untergrunde, worüber nur für die Stadt Freiburg genauere Nachrichten vorliegen. Diese beiden Hauptbebenlinien des Schwarzwaldes (Rheintallinie und Bonndorfer Graben) zeichneten sich — besonders auch dort, wo beide zusammentreffen — durch einen Schwarm von Nachbeben aus. Bis Anfang März 1912 wurden an ihnen 52 kleinere Beben, stets aus OSO. oder S. kommend, beobachtet, während die entgegengesetzte Richtung nicht gespürt wurde. Da sie z. T. (26. November) an der Rheintalspalte Halt machten, schließt Deecke (9) daraus, daß ihr Zentrum höher lag als der Randbruch und gleichfalls höher als das des Hauptbebens. Aus dem gleichen Grunde teilte er an anderer Stelle (2) die Verwerfungen des Schwarzwaldes nach ihrem seismischen Wert ein, wenn auch damals der Bonndorfer Graben noch nicht in seiner ganzen Bedeutung hervortrat.

Für das Bodenseegebiet und das schweizer Molasseland stellte Rüetschi (15) die Stoßrichtungen zusammen (zwei Kartenskizzen: eine der wechselnden Stoßrichtung, die andere als Übersicht der Stoßlinien im Seegebiet) und widerspricht der Meinung Deeckes, daß im ganzen Bodenseegebiet der Stoß aus SO. gekommen sei. Auch dort zeigte sich häufiger Wechsel und (wohl sekundäre?) Ablenkung der Richtung sogar direkt nach Süden. Nach Regelmann (10) drehten die Verwerfungslinien im südwestdeutschen Schollenlande die Wellenrichtung und schwächten gleichzeitig die von Südosten (S. 48 O.) heran-

[1]) An der allein katastrophale Beben (Basel 1356) im Oberrheingebiet zu verzeichnen sind, und die sich auch jetzt noch in einem unruhigeren und weniger ausgeglichenen Stadium befindet, als die Vogesenhauptverwerfung (vergl. auch van Wervekes Auffassung (22) über die Hebung des Schwarzwaldes). Am häufigsten und stärksten scheinen Bewegungen dort zu sein, wo der Hauptsprung mit O—W gerichteten Verwerfungen (z. B. Dinkelbergverwerfung) zusammentrifft. — Vgl. z. B. 27. Febr. 1913, Kandern, Blauen.

stürmenden Erdbebenwellen. Besonders betrachtet er die Linie Sigmaringen-Ebingen-Balingen-Dornstetten als eine Art von Sicherheitsventil, an dem die Stöße aus SO. brandeten und umgelenkt wurden, was besonders in der verschiedenen Intensität Ebingen VIII Stuttgart VI sich äußert (vgl. auch 19).

Daraus, daß die Richtung der Stöße nicht überall nach einem Epizentralgebiet weist, sondern ein Wechsel in der Stoßrichtung beim Übergang von einer Scholle zur anderen erfolgte, andererseits daraus, daß manche dieser Schollen Epizentren von Nachbeben waren (Wiesental, Kandern, Vorbergzone bei Freiburg, Kaiserstuhl) wird geschlossen, daß die großen und tiefwurzelnden Gebirge, wie die Granitmassive des Schwarzwaldes, zwar nicht beeinflußt werden konnten, daß aber eine große Zahl von Verwerfungen sekundär als Bebenherde tätig waren (4). Bisher ist eigentlich immer nur der hemmende Einfluß von Verwerfungen für die Fortpflanzung von Erdbebenwellen hervorgehoben worden. Dieser konnte aber nur an solchen herdnahen Verwerfungen hervortreten, die mindestens ebenso tief wie der Bebenherd selbst hinabreichen oder an Verwerfungen in den Randteilen eines Schüttergebietes. Dagegen können Verwerfungen zwischen leicht beweglichen Schollen, wenn der Herd in größerer Tiefe liegt (wie für das Beben vom 16. November 1911 anzunehmen ist) zu sekundären Herdlinien werden, ohne daß man von eigentlichen Relaisbeben sprechen darf. Damit steht vielleicht auch die lange Dauer des Bebens in Zusammenhang, vielleicht wurden auch die Grenzen des gesamten Schüttergebietes weiter über die Grenzen des primären dadurch hinaus geschoben (4), so daß besonders Störungsgebiete am Rande dadurch ganz auffallende Ausstülpungen der Isoseisten zeigen (Wien).

Fassen wir die gesamten im Schwarzwald und am Bodensee gewonnenen Erfahrungen zusammen (5), so kann man sagen, daß die Beziehungen zum Aufbau der erschütterten Gegend, die hier so deutlich hervortreten, durch drei Einflüsse bestimmt sind: Die Erregung abgegrenzter dem Urgebirgsstock des Schwarzwaldes vorgelagerte Sedimentärschollen zu selbständigen Beben, die starke Abschwächung der Wirkung an den Stellen, wo diese Schollen unter einer mächtigen Decke diluvialer Schotter liegen, und eine Verstärkung auf schwankendem, wasserdurchtränktem Boden.

Da in den Richtungen der Erschütterung keine stärkere Ostkomponente hervorgetreten ist, sucht Deecke (9) den Ursprung der Haupterschütterung im Schweizer Molasseland, mit der gleichzeitig, oder von der ausgelöst, eine zweite von Ebingen ausging. Der Mangel der Ostkomponente läßt sich nun freilich sehr gut aus den sekundären Stoßrichtungen der peripheren Verwerfungsherde (4) erklären, ebenso wie auch das Bodenseegebiet wohl kaum als zweites Epizentrum eines Zwillingsbebens (16, 19) oder eines »vertikalen Relaisbebens« (16), geschweige denn als primäre Epizentrum in Frage kommen kann. Da-

gegen sei erwähnt, daß Sieberg in seiner vorläufigen Karte (3) Bodensee und Albgebiet bis Ebingen als pleistoseiste Zone (nicht Epizentrum) eingetragen hat. Auf dieser Karte im Kayserschen Lehrbuch sehen wir das Erschütterungsgebiet annähernd richtig begrenzt[1]) im Gegensatz zu manchen früheren Veröffentlichungen. Danach hätte das Beben sich in ost-westlicher Richtung etwa 1000 km weit und auf einer Fläche von 800 000 qkm (8) ausgebreitet. Aus der Begrenzung geht hervor, daß besonders im Nordwesten die alten paläozoischen Rumpfgebiete eine Grenze bildeten, und die seismische Erschütterung am Südrand der Ardennen fast völlig ausklingt. Auf der Robertschen Karte (13) läuft die Grenze etwas weiter nördlich zwischen dem devonischen Oesling und dem aus Trias und Jura bestehenden Gutland hindurch. Es zeigt sich darin, daß die alten Massive gewissermaßen als Wellenbrecher gewirkt haben, und daß, wie schon seit Jahrzehnten bekannt ist (z. B. v. Lasaulx, Hoernes) beim Übergang in verschiedene Medien die seismische Energie stark an Kraft einbüßt (Scheu)[2]). In diesen schwächer (IV—V) erschütterten Gebieten an der Peripherie tritt der Zusammenhang zwischen Intensität und geologischen Bau nicht so hervor[3]), trotzdem sind doch einzelne Verwerfungen Luxemburgs (z. B. Esch-Rosport) noch deutlich erkennbar, auch fällt es auf, daß die große Platte des Luxemburger Sandsteins (Lias) im Westen des Kantons Echternach gewissermaßen bebenfeindlich gewirkt hat.

Im ganzen liegen 11 kartographische Darstellungen aus dem Bebengebiet vor, die alle bis auf die Karten von Lais und Sieberg (4, 5, 21) als provisorische Skizzen anzusehen sind. Angaben über die Verbreitung und Intensität des Bebens in den südlichen Randgebieten (Nordschweiz) sind nur der Karte von Scheu (19) zu entnehmen. Die Neumannsche Kartenskizze (9) zeigt, daß das Gebiet stärkerer Erschütterung von einer elliptischen Linie mit den Punkten Bregenz, Luzern, Basel, Heilbronn, Nördlingen begrenzt wird, das Beben also den Rhein nur mit geringer Intensität überschritten hat. Lais und Sieberg (4) kommen entgegen den verschiedenen früheren Vermutungen, gestützt auf reiches Material, zu dem Ergebnis, daß das Beben vom 16. November 1911 kein Bodenseebeben gewesen sein kann, sondern daß das Epizentrum in der Rauhen Alb gelegen haben muß, und daß dieses einen größten Durchmesser von 30 km, etwa mit dem Ort Pfeffingen als Mittelpunkt,

[1]) In der Monatsübersicht für November 1911 (8) begrenzt Sieberg das Schüttergebiet namentlich auch im Süden noch etwas schärfer; ferner findet sich eine vergrößerte Karte des pleistoseisten Gebietes in Nr. 21.

[2]) E. Scheu, Das geol. Studium der Erdbeben. Naturw. Wochenschr. 1911, S. 628.

[3]) Dies hängt wohl nur mit der unvollständigen Bearbeitung des Materials zusammen, denn es scheinen Stichproben des übrigen noch nicht bearbeiteten deutschen Materials auch in schwach erschütterten Gebieten solche Beziehungen zu verraten.

gehabt habe. Alle von anderer Seite gemachten Beobachtungen sind daher mehr als Vermutungen zu betrachten, da sie sich nicht auf so umfangreiches Material stützen konnten.

Gerade dies Epizentralgebiet wurde schon von einem Vorbeben (15. November) heimgesucht und zeigt außerdem so viele Nachbeben, wie sonst an keinem anderen Ort. Als Epizentrum bezeichnen Lais und Sieberg (4) (mit einer Genauigkeit von ± 15—20 km) einen Punkt der Rauhen Alb mit den Koordinaten 48° 15′ N., 8° 57′ E. Gr. Bei der bedeutenden Tiefenlage des Herdes ist man, wie sie sagen, aber nicht berechtigt, die Entstehung des Bebens auf Bewegungsvorgänge an oberflächlich nachweisbaren tekt. Störungslinien zurückzuführen. Auch ist es beachtenswert (16), daß das Gebiet von Hechingen, Ebingen, das auch bei früheren Erdbeben ungewöhnlich stark erschüttert wurde, ja wiederholt als selbständiges Epizentralgebiet gedient hat, größere Verwerfungen gar nicht aufzuweisen hat[1]). Salomon wirft deshalb im Gegensatz zu Scheu (19) die Frage auf, ob nicht horizontale Verschiebungen die Ursache sein könnten, (vgl. Regelmann, Bodensee (11)) andererseits ob es sich nicht um ein kryptovulkanisches Beben (Hoernes) im engeren Sinn handeln könne (wegen der großen Nähe des Vulkandistriktes von Urach und der anderen schwäbischen Vulkangebiete). Er spricht sogar die allerdings nicht erweisbare Vermutung aus, daß sich unter Ebingen, Lautlingen, Hechingen ein vulkanischer Magmaherd befinde, der es nicht, wie seine nordöstlichen Nachbarn bis zu einer Eruption gebracht hat. Wie diese auseinandergehenden Meinungen zeigen, ist eine Beantwortung dieser Frage wohl erst möglich, wenn die Untersuchungen abgeschlossen sein werden, es ist daher die Zurückhaltung der berufenen Fachleute (4) anzuerkennen, daß sie die Frage nach der Ursache des Bebens absichtlich nicht aufgerollt haben.

Es soll noch erwähnt werden, daß Deecke (9) wertvolle Hinweise auf die Beziehungen zwischen Massenverteilung und Erdbeben gibt, auf die aber hier schon aus dem Grunde nicht weiter eingegangen werden kann, weil die Schweremessungen zu spärlich verteilt sind, als daß mit Sicherheit behauptet werden könnte, daß es sich bei einzelnen Beben (z. B. nach Heid, 6. Oktober 1898) um einen Ausgleich zwischen Massenüberschuß und Massendefekt gehandelt habe.

Aus allen diesen einzelnen Beobachtungen geht hervor, daß die Beziehung zwischen geologischem Aufbau und seismischen Verhältnissen in einem Umfang und mit einer Schärfe klargelegt wurden, wie es noch niemals vorher der Fall war (8). Im besonderen erkennt man, daß der südliche Schwarzwald bei dem Erdbeben vom 16. November 1911 in allen seinen Fugen gebebt hat, und seine einzelnen Schollen sich alle mehr

[1]) Andere Orte in nächster Nähe des Epizentralgebietes (Kirchheim, Göppingen) zeigen (19), demnach bisher nicht erklärbar, eine auffallend geringe Intensität. Vgl. dazu die oben erwähnte abweichende Auffassung von Regelmann (10).

oder weniger bewegt haben. Daher zeigen uns auch Intensitätsverteilung und Stoßrichtung hier ein ganz überraschend getreues Abbild der einzelnen Schollen und Schollengrenzen.

Schon diese vorläufigen Berichte bringen reiches Material[1]), und weiteres darf man von der großzügig geplanten Bearbeitung dieses Bebens durch die Kaiserl. Hauptstation noch erhoffen. Für die geologische Wissenschaft, die bislang nur mit geringer Befriedigung den Ergebnissen der Erdbebenforschung gegenüberstand, ergibt sich aber daraus, daß noch eine bedeutende Förderung der geologischen Landeskunde aus solchem makroseismischen Material gut kartierter Gebiete zu entnehmen sein wird, sobald man der makroseismischen Methode erhöhte Pflege angedeihen läßt. Auch für eine gedeihliche Entwicklung der Erdbebenforschung an sich erscheint dies unerläßlich.

[1]) Nach Abschluß dieser Zusammenstellung wurden ferner wichtige Ergebnisse mitgeteilt in der Arbeit von R. Lang, Klassifikation und Periodizität der tektonischen und kryptovulkanischen Beben, dargestellt an dem Erdbeben vom 16. Nov. 1911. N. J. B. B. 35. S. 776. 1913.

III. Geologischer Unterricht.

Schulgeologische Jahresschau 1912.

Von **P. Wagner** (Dresden.)

Literatur.

1. Berg, A., Geologie für Jedermann. (Thomas' Sammlung von Anleitungs-, Exkursions- und Bestimmungsbüchern). Leipzig, Th. Thomas, 1912. M. 3.75.

2. Berg, A., Wie unsere Erde geworden ist. Leipzig, Th. Thomas. M. —.40. (Naturwiss.-Techn. Volksbücherei Nr. 60—61).

3. Blaas, J., Petrographie. 3. Aufl. Leipzig, J. J. Weber, 1912. M. 4,50.

4. Blanck, E., Wie unsere Ackererde geworden ist. (Naturw.-Techn. Volksbücherei Nr. 2). Leipzig, Th. Thomas, M. —.20.

5. Brauns, R., Mineralogie. 4. Aufl. Leipzig, G. J. Göschen, 1911. M. —.80.

6. Diwald, K., Geomorphologische Wandtafeln. 10 Blatt M. 25. Wien, A. Pichlers Wwe.

7. Eppler, A., Die Schmucksteine und die Schmuckstein-Industrie. (Aus Natur u. Geisteswelt). Leipzig, B. G. Teubner, 1912. M. 1.25.

8. Franke, H., Geologisches Wanderbuch für den Thüringer Wald. Stuttgart, Enke, 1912.

9. Graf, G. E., Entwicklungsgeschichte der Erde. Berlin, Buchh. Vorwärts, P. Singer, 1912. M. 1.—.

10. Henkler, P., Geologische Karten mit angehängten Profilen zur Einführung in das Verständnis der geol. Karte und der wichtigsten geol. Tatsachen. 6 Tafeln à 3.50 M. 1 Textheft. Stuttgart, K. G. Lutz, 1912.

11. Kaindlsdorfer, Joh., Landschaftsformen unserer wichtigsten gebirgsbildenden Gesteine. Wandtafel in Tondruck. M. 2.50. Wien, Pichlers Wwe., 1912.

12. Knospe, P., Die Geologie im erdkundlichen Unterricht. In: Deutsche Bltt. f. erzieh. Unt. 1911/12, Nr. 31—35. Auch separat: Langensalza, Beyer und Söhne, M. —.80.

13. Lerch, L., Geologische Wanderungen in der Umgegend von Hannover. Hannover, Hahn, 1913. M. 4.50.

14. Lietzmann, W., Bericht über die Tätigkeit des Deutschen Ausschusses für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht im Jahre 1912. Leipzig, Teubner, 1913.

15. Möhle, F., Der mathematische und naturwissenschaftliche Unterricht an den preußischen Lyzeen, Oberlyzeen und Studienanstalten nach der Neuordnung von 1908. Schriften des »D. Aussch.« H. 15. Leipzig 1913.

16. Müller, A., Stimmen zum »Lehrplanentwurf für den erdkundlichen Seminarunterricht.« In: Geogr. Anzeiger, 1912. Heft 12.

17. Neue Prüfungsordnung für das Lehramt an den höheren Lehranstalten Bayerns vom 12. Juli 1912. Bericht in: Geogr. Anzeiger 1912, Heft 10.

18. Penck, A., Der deutsche Ausschuß für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht über den Geographieunterricht an höheren Schulen. In: Aus der Natur. Zeitschr. f. d. nat. u. erdk. Unt. 1913, H. 5.

19. Penck, A., Die Beziehungen des Deutschen Geographentages zum Deutschen Ausschuß für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht. In: Verhandl. des 18. deutschen Geographentages zu Innsbruck. Berlin 1912.

20. Pfeiffer, H., Die Erdkunde in den neuen Lehrplänen der Realgymnasien mit neusprachlichem Unterbau, Oberrealschulen und Realschulen.

21. Reiche, K., Geologische Urgeschichte des mittleren Sachsen. Meißens Umgebung. Meißen, Buchheim 1912.

22. Roestel, N., Methodisches Handbuch der Mineralogie und Geologie. Leipzig, Quelle u. Meyer 1912. M. 4.40 geb.

23. Scharf, W., Grundriß der Geologie des Großherzogtums Baden. Lahr i. B.: M. Schauenburg.

24. Umlauf, K., Mathematik und Naturwissenschaften an den deutschen Lehrerbildungsanstalten. (Arbeiten des Bundes für Schulreform 3). Leipzig, Teubner 1912.

25. Wagner, P., Geologie in der pädagogischen Presse 1911. In: Geol. Rundschau. Band III, Heft 3, 1912.

26. Wagner, P., Die geologische Vereinigung im »Deutschen Ausschuß«. In: Geol. Rundschau, Band II. 1911.

27. Wagner, P., Ein Schlußwort zur Diskussion über die Seminarlehrpläne des Deutschen Ausschusses. In: Geogr. Anzeiger 1913, H. 2.

28. Wagner, P., Erdkunde, Geologie und Mineralogie (nach den Vorschlägen des Deutschen Ausschusses). In: Pädag. Blätter 1913, Heft 1.

29. Wollemann, A., Auf dem Wege zum Examen. Ein Repetitorium der allgemeinen Erdkunde. 2. Heft: Die feste Erdrinde. Braunschweig, H. Graff, 1911.

30. Zenetti, P., Über den Unterricht in der Geologie. In: Blätter f. d. Schulpraxis, 1912, H. 2.

31. —. Vorschläge für den mathematischen, naturwissenschaftlichen und erdkundlichen Unterricht an Lehrerseminaren. Schriften des Deutschen Ausschusses, H. 14. Leipzig, B. G. Teubner 1912.

Überall im Erziehungswesen gärt es — neue Bildungsideale wollen sich durchringen: Die vorwiegend philologische Richtung kämpft gegen den Ansturm der Realfächer; der übertriebene Intellektualismus im deutschen Erziehungsideal wird bedrängt von denen, die unserem Volke starke, willenskräftige Charaktere in gesundem, widerstandsfähigem Körper wünschen. Die letztere Strömung findet noch wenig vorbereiteten Boden; die erstere dokumentiert sich in einem langsamen Vorschreiten der Realien innerhalb der neuen Pläne. Das vergangene Jahr brachte vor allem einige wichtige Veröffentlichungen über die deutschen Lehrerbildungsanstalten. Eine sehr nützliche Vorarbeit lieferte K. Umlauf (24) im Auftrage des Bundes für Schulreform und auf Anregung des Deutschen Ausschusses für mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht. Die Broschüre gibt einen Bericht über eine im Jahre 1910 veranstaltete Umfrage, die sich auf die Lehrpläne, Lehrbücher, den Unterrichtsbetrieb, die Ausstattung der Sammlungen und anderes bezieht.

Wir geben daraus einige Stellen der Lehrpläne nebst Anmerkungen wieder, soweit sie sich auf die Berücksichtigung der Geologie beziehen:

1. Preußen. Lehrpläne vom 1. Juli 1901[1]).

Die 2. Klasse des Seminars hat 2 Wochenstunden Chemie und Mineralogie: »Metalle. Die für die Bildung der Erdrinde wichtigsten Gesteine, die Bodenarten, sowie für Industrie und Technik wichtige Mineralien. Das Wichtigste aus der organischen Chemie und Technologie. Nahrungsmittellehre.

Der Unterricht in der Mineralogie ist mit dem in Chemie zu verbinden.«

[1]) Nach privaten Mitteilungen seien eingeschaltet die Oldenburgischen Bestimmungen vom Jahre 1903: Kl. III. Chemie und Mineralogie (2 St.): »Besprechung der wichtigsten Mineralien in ihrer technischen Bedeutung. Die wichtigsten chemischen Elemente. Herstellung von Präparaten. Grundzüge der Geologie.«

2. Württemberg. Lehrpläne vom 21. Februar 1911.

Chemie, Mineralogie, Geologie bilden ein Fach mit 2 Jahreskursen zu je 2 Wochenstunden.

»Ziel. Kenntnis der wichtigsten Elemente und ihrer Verbindungen, der wichtigsten Mineralien und Gesteine, sowie der geologischen Schichtenfolge. Einsicht in die chemischen Umsetzungen und in die Entwicklung der Erdrinde.

Stoff. Klasse III. Anorganische Chemie. Mineralogie.

Klasse II. Die Elemente der Geologie und der organischen Chemie.

Anweisung. In Chemie und Mineralogie ist nur das Wichtigste in monographischer Form zu behandeln. In der Geologie stehen die heimatlichen Verhältnisse im Mittelpunkt des Unterrichts. Mit dem Unterricht sind Exkursionen mit Profilaufnahmen zu verbinden.«

3. Baden. Lehrplan vom 19. März 1904.

Kurs V (2 Wochenstunden): »Das Wichtigste aus der anorganischen Chemie. Die wichtigsten Mineralien und Gesteine. Grundzüge der Geologie.

Anmerkung. Auf der Oberstufe soll Gelegenheit geboten werden, unter Aufsicht des Lehrers Versuche anzustellen und auf Exkursionen die geologischen Verhältnisse der Umgegend genau kennen zu lernen.«

Ein Seminarlehrer fügt hinzu: »Der Stoff muß sehr zugeschnitten werden, um in etwa 75—80 Stunden das Pensum durchzuarbeiten und für die Jahresprüfung bereitzustellen. Es kann auch in Mineralogie und in Gesteinslehre nur das Allernotwendigste zur Behandlung kommen, um noch Zeit für die Grundzüge der Geologie freizubekommen.«

4. Anhalt. Lehrplan vom 13. März 1900.

Klasse III (2 Stunden): »Tier- und Pflanzengeographie, Pflanzenanatomie und -physiologie, Geologie. Stachelhäuter, Darmlose und Urtiere. Geschichte der betreffenden Wissenschaften.«

5. Hamburg. Lehrplan vom 5. März 1912.

Klasse 3 (3. Jahreskurs der Chemie, 2 Wochenstunden): »Mineralogie nebst Kristallographie, Petrographie, Allgemeine und historische Geologie.«

Ausführungsbestimmung: »Der Mineralogie muß eine Betrachtung der häufigsten Kristallformen unter Voraussetzung stereometrischer Kenntnisse vorangehen; auch wird ihr am besten eine allgemeine Charakteristik der wichtigsten physikalischen, besonders der optischen Eigenschaften der anorganischen Naturkörper vorausgeschickt. (Kristallographie, Physiographie.)

Bei Behandlung der Kristallographie kann die Selbsttätigkeit der Schüler durch Anfertigung einiger Kristallmodelle gepflegt werden.

In Mineralogie, Geologie und Petrographie ist besonders darauf zu achten, daß den Schülern die Anschauungs- und Lehrmittel soviel als möglich zugänglich gemacht werden.«

6. Lübeck. Lehrplan vom 5. Februar 1909.

Chemie Klasse IV (2 St.). Neben Luft, Wasser usw.: »Kristallographie. Mineralien organischer Herkunft. Carbonate.«

Klasse III (2 St.): Neben den Halogenen, Salzen usw.: Der Quarz und die Silicate. Petrographie.

Klasse II (2 St.). Neben den Metallen und der organischen Chemie: »Zusammenfassender Überblick über das mineralogische System.«

In den Schülerübungen: »Bestimmen von Mineralien und Gesteinen.«

»Die Geologie ist vom naturwissenschaftlichen Unterricht abgetrennt und mit der allgemeinen Erdkunde organisch verbunden worden.« Klasse II fordert in Geographie (2 stündig): »Die Erde als Ganzes. Die geologische Tätigkeit des

Wassers (und Eises) und die Hydrographie. Die geologische Tätigkeit des Windes und die Atmosphäre. Die Einwirkung der Organismen, der Vulkanismus, die Gebirgsbildung und die Lithosphäre. Erdgeschichte.«

Die neuen Lehrplanentwürfe für die sächsischen Seminare haben wir bereits mitgeteilt. Es sei nur hinzugefügt, daß Sachsen im vergangenen Jahre als erster deutscher Bundesstaat zum Typus des siebenklassigen Seminars übergegangen ist und dadurch für die Realfächer etwas mehr Raum geschaffen hat.

Nach langwierigen Vorarbeiten über die allgemeine Organisation der Lehrerseminare hat nun auch der »Deutsche Ausschuß« (31) eingehende Planentwürfe veröffentlicht. Eine viergliedrige Unterkommission, der auch der Vertreter der Geologischen Vereinigung angehörte, war mit der Bearbeitung der Pläne betraut. Diese Entwürfe sind dann im Plenum unter Hinzuziehung von Seminarfachleuten beraten und in den »Schriften« des Ausschusses veröffentlicht worden (16, 27, 28, 31).

Der Ausschuß zieht es vor, ein Doppelfach Mineralogie-Geologie zu bilden, und schreibt in seinen Motiven:

»Wenn auch der Chemieunterricht häufig Gelegenheit bietet, Mineralien nach ihrer stofflichen Zusammensetzung zu besprechen, und die Erdkunde Aufklärung über die wichtigsten geologischen Vorgänge gibt, ist doch eine gesonderte und zusammenhängende Behandlung dieser beiden Stoffgebiete dringend wünschenswert. Denn ein näheres Eingehen auf die Kristallformen, auf viele für den Aufbau der Erdrinde wichtige Mineralien, auf die Massengesteine liegt dem chemischen Lehrgang ebenso fern, wie die entwicklungsgeschichtlichen Fragen in der Geologie dem erdkundlichen Unterrichte.

Aus der allgemeinen Mineralogie bedarf zunächst die Lehre von den Kristallformen einer Sonderbehandlung. Doch wird diese nur fruchtbringend sein, wenn sie die Zahl der Formen stark beschränkt und eine klare Raumanschauung durch Übungen, an Modellen und natürlichen Kristallen, vielleicht auch durch Zeichnen und Selbstanfertigen von Modellen unterstützt. Die Menge der zu besprechenden Mineralien und Gesteine ist ebenfalls zugunsten der Vertiefung stark zu beschränken, und zwar auf diejenigen, die für den Aufbau der Erdrinde oder für den Menschen von hervorragender Bedeutung sind. Je geringer die Anzahl der durchgenommenen Mineralien ist, um so weniger wichtig ist die Anordnung nach dem wissenschaftlich-chemischen System. Es genügt vielleicht, dieses System erst bei den größeren Wiederholungen herauszuarbeiten. Besonderer Wert ist in der Mineralogie auf die Bedingungen der Entstehung und Umwandlung, auf die Häufigkeit und Art des Vorkommens des Minerals zu legen, während die technische Verwertung von Mineralstoffen meist ungezwungener im Chemieunterricht besprochen wird. Dieser Gesichtspunkt bietet zugleich die beste Möglichkeit, den mineralogischen Lehrgang mit der Geologie in Beziehung zu bringen.

Die Geologie hat zunächst die Aufgabe, die beim Aufbau und der Umbildung der Erdrinde tätigen Kräfte eingehend zu behandeln. Daran schließt sich eine zusammenhängende Darstellung der erdgeschichtlichen Perioden mit ihren großen Ereignissen und der wechselnden Zusammensetzung der Organismenwelt auf der Erde. Aus der kurzgefaßten Geschichte des organischen Lebens auf der Erde ergibt sich von selbst ein kritisches Eingehen auf den Entwicklungsgedanken, der heute die gesamte Naturwissenschaft beherrscht. An das Ende dieser Entwicklungsgeschichte schließt sich eine kurze Betrachtung des vorgeschichtlichen Menschen.

Unbedingt nötig für ein tieferes Eindringen in das Wesen geologischer Erscheinungen sind Ausflüge in die nähere und weitere Umgebung des Schulortes. Dabei ist auch Gelegenheit, den Schüler in das Verständnis und den selbständigen Gebrauch der geologischen Spezialkarten einzuführen.

Bei der Anordnung des gesamten Lehrstoffes wird man zwar im allgemeinen vorziehen, mit der Betrachtung von Mineralien zu beginnen und die

Besprechung der geologischen Zeitalter ans Ende zu setzen. Aber im einzelnen wird die Rücksicht auf die geologischen Verhältnisse des Schulortes und auf die Ausnutzung der sommerlichen Ausflüge den Lehrgang sehr verschieden gestalten lassen.

Stoffverteilungsplan:

I. Klasse. 2 Std. Mineralogie: Kristallsysteme. Behandlung wichtiger Mineralien. Systematische Übersicht des Mineralreiches.

Geologie: Die geologischen Kräfte. Erdgeschichtliche Perioden. Entwicklung des organischen Lebens in der Erdgeschichte. Der vorgeschichtliche Mensch.«

Außer in diesem gesonderten Unterricht spielen aber geologische Unterweisungen auch in der Erdkunde eine wichtige Rolle. Es liegt nicht im Interesse der Erdkunde, daß sie sich mehr als nötig mit Aufgaben belastet, die sie stark von ihrem eigensten Gebiete abziehen. Deshalb sagen die »Vorbemerkungen« zum Erdkundelehrplan (7): »der erdkundliche Unterricht kann sich (namentlich auf der Unterstufe) der Verpflichtung nicht entziehen, gelegentlich Stoffe aus anderen Wissenschaften zu behandeln. Dabei soll er sich aber möglichst an die Gewinnung von Erfahrungen halten und einer späteren theoretischen Vertiefung nicht unnötig vorgreifen. Stets muß die Gewinnung wesentlich erdkundlicher Gesichtspunkte und somit die Länderkunde die Hauptsache bleiben« (9): »Auch der geologische Unterricht tritt so spät auf, daß er dem länderkundlichen Unterricht nicht vorarbeiten kann. Daher muß der erdkundliche Unterricht durch fortlaufende Beobachtungen und Belehrungen selbst für die Klarstellung der wichtigsten geologischen Erscheinungen und ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge sorgen.« Gelegenheit hierzu bietet zunächst die Heimatkunde, die das Stoffpensum in VI darstellt. Vierzehnjährigen Seminaristen kann man schon eine ganze Menge von Naturbeobachtungen zumuten, ohne daß man ihr Bildungs- und Kräfteniveau überschreitet. »Beobachtungen über Gesteine, Bodenarten, Bodennutzung, über den Kreislauf und die Arbeit des Wassers« können leicht angestellt werden. Ein Turnus von Wanderungen sollte die Schüler im Laufe der nächsten Jahre mit den wichtigsten geologischen Erscheinungen der Heimat bekannt machen. Weiteres Material zur Geologie schafft die Länderkunde herbei: Vulkanlandschaften, Gletschergebiete usw.

Doch wird vor einer geologischen Fundierung der Länderkunde auf zu früher Stufe gewarnt. Solange eine leidliche Beobachtungsgrundlage fehlt, führt sie allzuleicht zu äußerlich angelerntem Wissen. An die gewaltigen Ausmaße geologischer Wirkungen nach Zeit sowohl als nach Kräften muß sich der Schüler erst allmählich gewöhnen. Ferner muß er erst durch geeignete Beispiele die Einzelkräfte würdigen lernen, ehe er an die ungemein verwickelten Verhältnisse herantritt, die sich oft in den Formen einer bestimmten Landschaft dokumentieren. »Das genetische Moment in der Morphologie, so wichtig es an sich ist, darf nicht verfrüht zu stark herangezogen werden. Immerhin wird bei der Behandlung von Europa (Kl. IV) Gelegenheit sein, geeignete Landschaften unter diesem Gesichtspunkt zu betrachten (z. B. Fjordbildung, jugendliche Hochgebirgs- und greisenhafte Mittelgebirgsformen, Glazialformen der Alpen, Bruch- und Faltungslandschaften).« Deutschland ist an das Ende der länderkundlichen Betrachtung gestellt (Kl. III), und zwar wesentlich auch deshalb, weil hier geologische Gesichtspunkte im besonderen Maße verwertet werden sollen. »Zwar findet der zusammenhängende geologische Unterricht erst in Kl. II statt; aber es sind namentlich auf Exkursionen schon vorher viele geologische Einzelerfahrungen gesammelt worden. Es wird deshalb nicht schwer sein, jetzt bereits auf die wichtigsten Schicksale des Landes in den einzelnen Erdzeitaltern einzugehen und die geologische Übersichtskarte unterrichtlich zu verwerten. Auf Grund dieser Vorkenntnisse kann eine hinreichend geologisch gegründete Erklärung der häufigsten Landschaftstypen geboten werden.«

Mit Kl. II schließt nach dem Entwurfe der geographische Pflichtunterricht ab, und zwar unter besonderer Betonung der Kulturgeographie. In Kl. I ist eine Gabelung vorgesehen, wobei die Erdkunde innerhalb der naturwissenschaftlichen

Gruppe einen Platz als Wahlfach angewiesen erhält. Hier liegt es nahe, nach Absolvierung des geologischen Kursus in II, die allgemeine Morphologie zu vertiefen und die geologischen Kenntnisse reichlich anzuwenden, ev. Anleitungen zum wissenschaftlichen Studium der Heimat zu geben. So schlägt Seminarlehrer Heuer (16) in einer Besprechung des Planes für Kl. I vor: »Anleitung zu praktischen geologischen Arbeiten (Stromgeschwindigkeit, Stromstrich, Streichen der Gesteinsschichten, Sedimentemessen usw.).«

Ein anderer Kritiker, Seminarlehrer Ziegenspeck (16) wünscht unter Beseitigung des gesonderten mineralogisch-geologischen Unterrichts den gesamten geologischen Lehrstoff in der Geographie abzuhandeln: »Einem gesonderten Unterricht in der Geologie zuzustimmen, kann ich mich nicht entschließen. Im geographischen Unterricht betone ich gerade die geologische Seite ziemlich stark, und ich arbeite mit daran, die Erkenntnis von der Notwendigkeit, geologische Belehrungen auch in der Volksschule zu bieten, zu verbreiten. Aber gesonderten geologischen Unterricht als neues Fach in des Seminar hineinzutragen, halte ich weder für notwendig, noch für zweckmäßig; erst muß dort der Erdkunde die ihr gebührende Stellung erkämpft werden. Der geographische Unterricht muß eben an einer Stelle Zeit haben oder Zeit finden, die allmählich durch die geologische Seite der Heimatkunde erworbenen geologischen Kenntnisse, bzw. Grundbegriffe zu sichten, zu ordnen und zu vertiefen.« Er schlägt deshalb für Kl. III, 1. Halbjahr, vor: »Allgemeine Erdkunde unter besonderer Berücksichtigung der Geologie.«

So sind wir wieder bei dem schon so oft angeschnittenen Thema »Erdkunde-Geologie« angelangt, einem Thema, das im vergangenen Jahre ebenfalls eine ausgiebige Beleuchtung an hervorragender Stelle erfahren hat. Die Entsendung eines Vertreters des »Deutschen Geographentages« in den »Deutschen Ausschuß« gab hierzu Veranlassung. Der neuernannte Delegierte, kein Geringerer als Albrecht Penck (19), hielt zunächst auf dem letzten Geographentag in Innsbruck einen Vortrag, in dem er die Nützlichkeit der Vertretung der Geographen im »Damnu« zu erweisen suchte und gleichzeitig das Programm entwickelte, nach dem er im Damnu zu wirken gedachte. Penck gibt in seinem Vortrage zunächst einen Bericht über die bisherigen Arbeiten der »Unterrichtskommission deutscher Naturforscher und Ärzte«, des Damnu und der »Unterrichtskommission des deutschen Geographentages«. Es lag nahe, bei dieser historischen Übersicht besonders auf die Beziehungen zwischen Geologie und Geographie einzugehen. Penck kritisiert dabei zunächst das geologische Unterrichtsprogramm v. Koenens, das ihm zu mager erscheint und vor allem nicht eindringt in den historischen Geist der Geologie. Reicher ist schon das von Steinmann entwickelte Programm, der insbesondere auf die hohe Bedeutung der Geologie als historischer Wissenschaft hinwies. Aber Steinmann übersah den tieferen Gegensatz zwischen Erdkunde und Geologie und kam deshalb zu dem Vorschlage eines Doppelfaches Geologie-Geographie, auf der Universität wie in den Mittelschulen. »Er bespricht lediglich vier Richtungen des Denkens und Anschauens auf mathematisch-naturwissenschaftlichem Gebiete, nämlich die mathematische, die experimentelle, die biologische und die historische. Hier fehlt eine ganz wichtige Anschauungsrichtung, nämlich die chorologische, welche die Phänomene nicht nach ihrer Art und die Vorgänge nicht nach ihrem Nacheinander, sondern beides in ihrem Nebeneinander erfaßt. Die Geographie ist die Wissenschaft, welche diese Art der Assoziation pflegt.« — »Eine Verknüpfung von Geographie und Geologie zu einem Fache würde beiden Fächern ebenso nachteilig sein, wie es die von Geographie und Geschichte war, welche so lange die Lehrpläne beherrschte.« So hat denn auch sowohl die Unterrichtskommission, als die Deutsche Geologische Gesellschaft und der Deutsche Geographentag Steinmanns Vorschlag abgelehnt. »Geologie und Geographie sind verschiedene Fächer. Beide gehen von der Erdoberfläche aus; aber die Geologie steigt in die Tiefe hinab und schließt aus den Gesteinsfolgen und deren

Inhalt auf historische Vorgänge, während die Geographie an der Erdoberfläche haftet, das Wechselspiel der hier vonstatten gehenden Vorgänge beobachtet und sie ursächlich mit ihr und untereinander verknüpft.« Deshalb fürchtet PENCK auch von einer Abtrennung der Geologie keine Zerpflückung der Geographie, sondern eine Entlastung, durch die sie ihren eigenen Aufgaben wiedergegeben wird.

Da auf dem Geographentage keine gegenteilige Meinung geäußert wurde, konnte PENCK auf der nächsten Sitzung des »Damnu« als Delegierter in dem gleichen Sinne sich äußern. Er tat dies in einem kurzen Vortrag über die Beziehungen der Geographie zu den Naturwissenschaften, insbesondere zur Geologie(18). Seine Ausführungen gipfelten in einigen Leitsätzen, die zunächst den chorologischen Charakter der Geographie und die Wichtigkeit der Länderkunde betonen und dann auf ihre Beziehung zu den Nachbarwissenschaften eingehen. Darin heißt es u. a.: »Es kann ferner der Geographieunterricht nicht darauf verzichten, bei Betrachtung der Formen der Erdoberfläche den Inhalt der Formen nach Gesteinsbeschaffenheit und geologischer Struktur zu würdigen, und es wird dementsprechend die Geographieunterricht in den unteren Klassen vielfach, namentlich auf Ausflügen, dem Geologieunterrichte in den oberen Klassen vorarbeiten, dem ein näheres Eingehen auf Struktur und Beschaffenheit der Erdkarte, sowie die Behandlung der Erdgeschichte vorbehalten ist.«

Der »Deutsche Ausschuß« schloß sich PENCKS Ausführungen durch folgenden Beschluß an:

»Im Interesse einer zeitgemäßen Ausbildung der heranwachsenden Generation hält der Deutsche Ausschuß für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht für nötig, dieselbe bekannt zu machen mit den Erscheinungen der Umwelt nach Art, räumlichem Zusammenwirken auf der Erdoberfläche und zeitlicher Entwicklung.

Er legt daher Gewicht darauf, daß neben der Physik, Chemie und Biologie auch Geographie und Geologie als besondere Unterrichtsgegenstände auf den höheren Schulen gepflegt werden, und zwar hält er in Übereinstimmung mit den Meraner Beschlüssen für einen gedeihlichen Unterricht der Geographie für unerläßlich, daß derselbe von fachlich vorgebildeten Lehrern in allen Klassen der höheren Schulen erteilt wird.

Dabei ist die Geographie als Chorologie der Erdoberfläche zu pflegen, d. h. als Wissenschaft von der Vergesellschaftung verschiedener Erscheinungen auf der Erdoberfläche, wobei Gewicht auf deren gegenseitige Wechselwirkung und eine spezielle Kenntnis der Erdoberfläche zu legen ist. Unter den an der Erdoberfläche vorhandenen Erscheinungen spielt der Mensch eine sehr wesentliche Rolle; die Geographie tritt daher in ebensolche Fühlung mit den Wissenschaften vom Menschen wie mit den Naturwissenschaften; es ist daher nicht ratsam, sie mit einer einzigen anderen Wissenschaft, sei es mit Geschichte, sei es mit Geologie, beim Unterrichte zusammenzufassen; es könnte aber auch die Aufgabe des Geographieunterrichtes nicht durch gelegentliche Ausblicke von seiten anderer Fächer zweckentsprechend behandelt werden.

Der Deutsche Ausschuß für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht erklärt ausdrücklich, daß eine notwendige Verstärkung des Geographieunterrichtes an den höheren Schulen weder auf Kosten der Mathematik, noch der Physik und Chemie, noch der Biologie und Geologie geschehen darf, und daß andererseits die erwünschte größere Pflege der letztgenannten nicht auf Kosten der Geographie durchgeführt werden soll.«

Der letzte Passus richtet sich in erster Linie gegen die neuen Pläne für die badischen höheren Schulen vom 12. Juni 1912. Nach diesen hört nämlich die Erdkunde im Reformrealgymnasium mit Kl. II, an der Oberrealschule (!) mit mit Kl. III (!) auf. In dem Streben nach Konzentration der Lehrfächer geht die Verordnung so weit, daß sie für die fünf oberen Klassen nur ein gemeinsames Fach für alle »Naturwissenschaften«, von der Physik bis zur Erdkunde kennt. »Der

Unterricht soll auslaufen in ein Weltbild, in dem neben der Stellung der Erde im Weltganzen, neben der Geschichte der Erdrinde und der Entwicklung der organischen Welt auf ihr der Mensch in seinen körperlichen Beziehungen, aber auch in den Grundlagen seines Denkens und Erkennens Platz findet.« Die Geographie schneidet bei dieser Neuordnung zweifellos sehr schlecht ab; sie wird zerpflückt, aufgeteilt zwischen Geschichte, Geologie, Physik, Mathematik, ohne daß an irgend einer Stelle ihr eigenes Wesen sich entfalten könnte. Das sind ungesunde Zustände, die auch die Geologen bedauern müssen, obgleich gerade sie in dem neuen Plane gut wegkommen. Schon in Kl. IV und III wird die »Beschreibung einzelner Gesteine« gefordert, im Realgymnasium weiter in O III »Haupttatsachen der Geologie (vorweltliche Tiere), O II: Grundlagen der Stein- und Kristallkunde, O I: Zusammenfassende Besprechung der wichtigsten Mineralien und Gesteine, O I: Geologie (2stündig). Dabei fällt dem Unterricht in der Geologie die Aufgabe zu, »unter ständiger Auffrischung der Einzelheiten der physischen Länderkunde die Geschichte der Erdrinde und ihrer Oberfläche verstehen zu lernen. Es wird ferner die natürlichen Bedingungen für die heutige Wirtschaft, die Bedeutung der Boden- und Gesteinsarten und der Oberflächenformen zu Landwirtschaft, Industrie, Handel und Verkehr klar legen. Ihm fällt auch die Behandlung der Urgeschichte der Menschheit zu.«

Wir stehen hier vor einem praktisch kaum lösbaren Problem: Theoretisch wünschen wir, unseren Schülern einen möglichst innerlich verknüpften Seeleninhalt zu geben (vgl. Herbart, Rein, Pickel, Scheller); wir sehen das Unzureichende unseres Schulunterrichts, in dem Stunde um Stunde ein anderes dünnes Gedankenfädchen weitergesponnen wird — aber wo sind die Lehrer, die eine umfassende Konzentration auch auf der Oberstufe durchführen können und doch dabei dem wissenschaftlichen Ideengang der einzelnen Disziplinen Genüge zu tun? Wo ist der Chemiker, der aus seiner ihm vertrauten Wissenschaft sich hinüberschwingt in die historischen, entwicklungsgeschichtlichen Gedankengänge der Geologie und dann wieder mit gleicher Sachkenntnis die Länderkunde mit ihren zahllosen, nach allen Richtungen führenden Verbindungsfächern pflegt? Die eine Seite wird dabei stets bevorzugt, die andere notwendig dilettantisch und nachlässig betrieben. Wir sehen hieraus nur den einen Ausweg: möglichster Parallelismus in den Lehrgängen, Ausnutzung aller gegenseitigen Beziehungen, aber wenigstens auf der Oberstufe einmal reinliche Scheidung zwischen Fachgebieten, die sich ohne Zwang nicht in eine Einheit zusammenschweißen lassen!

Die neuen Pläne der Württembergischen höheren Schulen (vom 30. Aug. 1912) machen in dieser Beziehung Konzessionen. Sie vernachlässigen allerdings ebenfalls die Erdkunde, die an keiner Schulgattung bis zur obersten Klasse durchgeführt wird. Dagegen tritt die Naturgeschichte in den Primen zweistündig auf. Die Zielangabe lautet: »Tieferer Einblick in den inneren Bau der Organismen und dessen Zusammenhang mit der Lebensweise, sowie in die Wechselbeziehungen der Lebewesen zueinander und zur unorganischen Natur. Klare Einsicht in den Aufbau des menschlichen Körpers und in die Funktionen seiner wichtigeren Organe. Überblick über die Entstehungsgeschichte und den Aufbau der Erdrinde und die Kräfte, die an ihrer Umgestaltung fortwährend tätig sind.« Damit ist der Geologie selbst im humanistischen Gymnasium ein Platz auf der Oberstufe gesichert.

Schließlich noch einige Bemerkungen über die höheren Mädchenbildungsanstalten. Die Lehrpläne der preußischen Lyzeen, Oberlyzeen und Studienanstalten nach der Verordnung von 1908 haben nach ihrer naturwissenschaftlichen Seite eine sehr gründliche Beleuchtung und Kritik durch F. Möhle (15) erfahren. Auch diese Arbeit verdankt der Initiative des »Deutschen Ausschusses« ihre Entstehung. Bisher wird im Lyzeum lediglich die Besprechung einiger Mineralien (Klasse IV) verlangt; weiter gehen auch die Vollanstalten nicht. Möhle, der sich auf das Urteil von etwa 250 Fachgenossen stützt, weist zunächst

darauf hin, daß gerade Mädchen den mehr quantitativen und mathematischen Betrachtungen nicht so viel Interesse entgegenbringen, als den mehr qualitativen und eigentlich naturwissenschaftlichen, und deshalb gerade diese Fächer ein besonderes Anrecht darauf haben, einen wesentlichen Anteil an der Bildung der weiblichen Jugend zu erhalten. Er spricht zunächst den mehrfach von den Fachkollegen geäußerten Wunsch aus »die Mineralogie in Klasse IV zu streichen und die wichtigsten Mineralien im Anschluß an den chemischen Unterricht zu besprechen. Tatsächlich hat die Besprechung von Mineralien ohne physikalische und chemische Kenntnisse gar keinen Wert; sie muß langweilig werden und bringt für die Schülerinnen in Kl. IV nur unverstandenen Gedächtnisballast«. Ebenso wünscht er in Klasse III die »Grundzüge der Geographie und Paläontologie der Pflanzen und Tiere« gestrichen. »Eine vertiefende Besprechung der Geographie, sowie der Paläontologie setzt wie auch die vertiefte biologische Belehrung physikalische und chemische Kenntnisse voraus und erfolgt am besten in dem biologischen Abschluß in Kl. I, dem ein geologischer Abschluß parallel gehen sollte.« So setzt er die Geologie für das Sommersemester in Kl. I mit einer Wochenstunde in seinen Reformplan ein.

Aus dem Hochschulunterricht ist nur eine wesentliche Neuordnung aus Bayern (17) zu melden. Dort sind für die Kandidatur des höheren Schulamts feste Fachverbindungen zur Staatsprüfung geschaffen worden. Unter anderem sind der Geographie die beiden Kombinationsmöglichkeiten: 1. mit Chemie und Biologie, 2. mit Handelswissenschaften gegeben. Die Gruppe »Mineralogie, Geologie, sowie Geographie« verlangt in der Prüfung »a) Bearbeitung von Aufgaben aus der Geologie (Arbeitszeit 3 Stunden), b) Bearbeitung von einfacheren Aufgaben aus der allgemeinen Geographie (math. u. phys. Geogr.) und aus der Länderkunde, wobei ein wissenschaftliches Verständnis eines bestimmten und natürlich abgegrenzten Länderraumes nachzuweisen ist (Arbeitszeit 4 St.).«

Von einzelnen Zeitschriftenaufsätzen, die zur Lehrplanfrage Stellung nehmen, seien nur wenige erwähnt.

P. Knospe (12) tritt warm für eine stärkere Heranziehung geologischer Momente im erdkundlichen Unterricht der Volksschule ein. Er resümiert: »1. Die Aufnahme der Geologie im erdkundlichen Unterricht ist nicht nur berechtigt, sondern geradezu geboten aus wissenschaftlichen, methodischen, psychologischen, praktischen Gründen, weil geologische Belehrungen auch zur Pflege der Heimatsidee beitragen. 2. Der geographische und pädagogische Wert der Geologie wird dadurch nicht beeinträchtigt, daß Lehrbücher der neueren und neuesten Zeit das geologische Moment im Prinzip ablehnen oder ihm keine grundlegende Bedeutung beimessen, da diese Präparationswerke einem bestimmten Problem zuliebe die Geologie ganz oder teilweise unberücksichtigt lassen. 3. Geologische Belehrungen gehen weder über das Fassungsvermögen eines Volksschülers hinaus, noch überlasten sie den geographischen Stoff, noch ersticken sie das religiöse Gefühl. 4. Der Praxis dienen: a) zur Vorbereitung des Lehrers gute Lehrbücher, b) zum leichteren Verständnis für den Schüler Beobachtungen, Versuche, Karten, Bilder, Photographien, Reliefs, Gesteinssammlungen, geologische Apparate.« Sind die Thesen auch nicht gerade Meisterwerke logischer Beweisführung, so kennzeichnen sie doch das weitverbreitete Interesse, das auch die Volksschulpädagogik den geologischen Unterweisungen entgegenbringt[1]).

[1]) Allerdings auch die oft sich damit paarende mangelnde sachliche Vertiefung. Man lese z. B. die Ausführungen, wie Knospe Kindern die Entstehung des norddeutschen Tieflandes »klar« machen will: Nordsee und Ostsee sind von »hohen Eisbergen bedeckt — am Südrande taute der Gletscher ab; »es entstand ein ungeheuer großes Meer« — die mächtig einherbrausenden Wassermassen wühlten sich »tief ausgefurchte« Urstromtäler — an manchen Stellen grub der »Gletscher tiefe Furchen, machte sich eine Höhlung.«

P. Zenetti (30) beschäftigt sich eingehend mit den Arbeiten P. Wagners in der Geol. Rundschau und seinen Leitsätzen zur Reform des mineralogischen und geologischen Unterrichts. Er schließt sich den dort ausgesprochenen Grundsätzen an; nur bevorzugt er einen isolierten und systematischen Mineralogieunterricht »lediglich vom Ordnungsstandpunkt und wegen der mnemotechnischen Hilfen, die ein wohlgeordnetes System dem Schüler bietet. Auch die Notwendigkeit der Exkursionen betont er stark, warnt nur vor den »Raubzügen auf Petrefakten«, die vom Standpunkte des Naturschutzes ebenso zu verurteilen sind wie »das schonungslose Zusammenraffen seltener Pflanzen für das Pflichtherbarium«. Die ganze Arbeit hat in erster Linie eine Anwendung von Wagners Forderungen auf die bayerischen Lehrerbildungsanstalten im Auge.

Die zweifellos zunehmende Berücksichtigung der Geologie in den Lehrplänen hat die Herausgabe neuer Lehrbehelfe zur Folge. Eine recht empfehlenswerte Neuerscheinung sind die geologischen Wandtafeln von Paul Henkler (10). Der Autor, der schon mehrfach für die Ausbildung des dreidimensionalen Sehens eingetreten ist, wendet denselben Gedanken auf die geologische Karte an. Bereits E. Kalkowsky, J. Walther u. a. haben einfache tektonische Erscheinungen durch allseitig bemalte Kästen, bzw. Holzprismen veranschaulicht. Henkler geht einen Schritt weiter: er wählt einen wirklichen Kartenausschnitt mit Höhenkurven und geologischen Flächenfarben. An dieses Kartenbild (54 × 54 cm) stoßen rings die vier dazu gehörigen Profile an, die also nicht nur die geologischen, sondern auch die topographischen Verhältnisse projiziert wiedergeben. Diese Kombination von Karte und Profilen ist auf Pappe aufgezogen und läßt sich so umklappen, daß das Ganze die Form eines Schachteldeckels annimmt, an dem die Karte horizontal, die Profile vertikal stehen. Die Blätter stellen einfache Schichtenfolgen, Verwerfungen, Faltungen, Vulkane, Lakkolithen und eine Gletscherlandschaft dar. Sie werden ebenso auf Mittelschulen, wie auf Hochschulen zweckmäßige Verwendung finden können.

Eine wesentliche andere Aufgabe hat sich Diwald (6) in seinen Geomorphologischen Wandtafeln gestellt. Ihm kommt es darauf an, die »großen, schwer überschaubaren Gesamtwirkungen« der geologischen Kräfte durch Naturausschnitte zu illustrieren. So z. B. die Flußerosion im Gebiete des Coloradoflusses. Eine Tafel vereinigt mehrere Landschaftsbilder (farbig), schematische Umrißzeichnungen und Profile. In ähnlicher Weise wird das Problem der glazialen Talträge u. ä. behandelt. Das Nebeneinander mehrerer Bilder hatte natürlich eine geringere Größe der Einzelobjekte zur Voraussetzung. Die Cañonbilder entsprechen und entstammen vermutlich — der bekannten Sammlung der Photoglobkompanie. Immerhin werden sie ihren Zweck erfüllen, wenn sie längere Zeit im Lehrzimmer aushängen.

Ähnlich ist eine Tafel von Kaindlsdorfer (11) ausgeführt, die in Photographien die Landschaftsformen unserer wichtigsten gebirgsbildenden Gesteine (Sandstein, Kalk, Urgestein), und zwar im Nieder-, Mittel- und Hochgebirge. Vorzüge und Nachteile sind die gleichen wie bei Diwald: das Nebeneinander macht den Wert der Darstellung aus, hebt aber die Möglichkeit der Fernwirkung auf.

Eine neue »Geologische Lehrsammlung«, die sowohl dem mineralogisch-geologischen als dem geographischen Unterricht dienen soll, bringt die Naturwissenschaftliche Lehrmittelanstalt von Dr. A. Müller-Charlottenburg in den Handel. Sie birgt nicht systematische Suiten, sondern veranschaulicht die einzelnen Kapitel der dynamischen Geologie: Gebirgsbildung (Schichtungen, Schichtenstörungen), Vulkanismus, Wasser- und Eiswirkungen, chemische, mechanische, organische Sedimentbildungen, Kontakt- und Dynamometamorphose usw. Die größere Ausgabe enthält 124 Nummern und kostet 275 M.; daneben werden ausgewählte Sammlungen zu 160 und 85 M. angeboten. Die Proben, die dem Ref. vorgelegen haben, sind gut gewählte und lehrreiche Stücke, die bisher in Schulsammlungen meist fehlten, z. B. Wellenfurchen, Harnische, Faltungsstücke, ge-

fritteter Ton. Daneben sind natürlich auch Dinge angeführt, die jeder Lehrer sich bequem selbst sammeln kann (Flußkies, Lehm, Steinkohle u. ä.). Die gleiche Firma bietet auch eine Paläontologische Lehrsammlung für 75 M. an, ferner »Tiere der Vorwelt« in rekonstruierten Modellen aus hartgebrannter Terracotta. (Stück 14—17 M.)

Bei dem Kapitel »Lehrmittel« sei schließlich noch auf zwei nicht käufliche, aber nachahmenswerte Darstellungen hingewiesen. In der Kölner Handelshochschule ist vom Landesgeologen Dr. Fliegel (Berlin) eine 20 m lange und 2 m hohe Mauer aufgebaut worden, die den Bau des Rheinischen Schiefergebirges nebst den nutzbaren Lagerstätten veranschaulicht. In kleinerem Ausmaß hat Mittelschullehrer A. Hemprich im Schulhause zu Halberstadt den geologischen Bau der Halberstädter Mulde aus Gesteinsstücken zusammengesetzt.

Aus der Zahl der selbständigen geologischen Werke, die sich an Schüler und Laien wenden, greifen wir zunächst einige Bücher allgemeinen Inhalts heraus. A. Berg, der sich bereits vor einigen Jahren mit einer Anleitung zum Studium der Geologie an die Volksschullehrer wandte, hat jetzt eine »Geologie für Jedermann« (1) geschrieben. Sie verrät das Vorbild von Joh. Walthers »Vorschule«. und daneben einen Einschlag von Davis. In beiden Werken Bergs ist besondere Sorgfalt auf den bibliographischen Teil verwandt; eine gute und reichliche Auswahl von Schriften für das Weiterstudium ist genannt. Freilich ist nicht immer die Grenze innegehalten, die der Laie bei der Benutzung von Fachliteratur nicht überschreiten kann. In noch kürzerer Form faßt Berg den geologischen Stoff zusammen in dem Büchlein: »Wie unsere Erde geworden ist« (2). Auch hier erweist sich der Verf. als schlichter und anschaulicher Lehrer des Volks. Das zuletzt genannte Werkchen gehört ebenso, wie das wesensverwandte von Blanck (4) »Über die Entstehung der Ackererde« in die neue »Naturwissenschaftliche Technische Volksbücherei der deutschen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft«, die sich die Aufgabe stellt, den Schatz der Naturerkenntnisse in kleinste Scheidemünze auszuprägen. Wir stehen hier an der unteren Grenze der Popularisierungstätigkeit. Viel Gutes und Brauchbares wird in den Heftchen geboten — aber man fragt sich doch bisweilen, ob man nicht besser täte, dem Laien ein gut ausgestattetes größeres Buch für 2—3 M. in die Hand zu geben, als den gleichen Stoff in mehreren scheinbar billigen »Volksbüchern« zu bieten. Etwas umfangreicher, aber auch noch für die einfachsten Verhältnisse zugeschnitten ist die »Entwicklungsgeschichte der Erde« von Graf (9). Gute Veranschaulichung von Maß und Zahl, ungezwungener Plauderton beherrschen den Text. Ein Anhang erklärt die Fachausdrücke (nicht immer einwandfrei, z. B. Muren als Talrinnen). Die Illustration ist technisch mäßig und ziemlich skrupellos aus anderen Werken zusammengesucht. Im Rahmen eines Repetitoriums der allgemeinen Erdkunde behandelt Wollemann (29) die feste Erdrinde. Er bietet Taschenbücher als letzte Examenhilfe für Abiturienten, angehende Oberlehrer u. a., d. h. einfach gefaßte Exzerpte aus größeren Quellen. Der Inhalt ist zuverlässig; er könnte nur für den ins Auge gefaßten Zweck etwas mehr gegliedert und durch einfache Skizzen veranschaulicht sein. Für die Vorbereitungsarbeit des Volksschullehrers ist ein »Methodisches Handbuch der Mineralogie und Geologie« von Roestel (22) bestimmt. Wir haben den Autor bereits früher in seinen Einzelaufsätzen kennen gelernt. Hier sind die gleichen Grundsätze — nämlich Abrundung des Stoffes zu Lebensbildern — auf das Gesamtgebiet angewandt. Methodisch, wie illustrativ wird nichts wesentlich Neues geboten. Ein höheres Niveau, stofflich wie methodisch, nimmt die Petrographie von Blaas (3) ein, die der bekannten Sammlung Weberscher Handbücher angehört. Volle Stoffbeherrschung, straffe Gliederung, klare Sprache machen das Buch zu einem trefflichen Repetitorium für den Studierenden der Mineralogie und Geologie. Mit dieser Charakterisierung hätte es eigentlich aus unserer Jahresschau auszuscheiden. Denn daß an der Hand dieses Werkes ein Laie — selbst einer mit guter Mittelschulbildung — ohne

weitere Anleitung die Petrographie überschauen lernt, ist mindestens zweifelhaft. Es ist ja wohl auch kein Teilgebiet aus der Naturgeschichte der starren Erdrinde so spröde, so der Popularisierung widerstrebend wie die Gesteinskunde mit ihren schwierigen Untersuchungsmethoden. Weinschenk hat die Aufgabe unter Verzicht auf Mikroskopie in seinem »Vademecum« zu lösen versucht; Blaas hat die Optik wenigstens »flüchtig behandelt« — die populäre Gesteinskunde ist aber noch immer ein frommer Wunsch!

Leichter ist es schon, an die Mineralogie heranzukommen, und hier hat uns Brauns (5) ein ausgezeichnetes und leichtverständliches »Göschenbändchen« geliefert. Die 4. Auflage bietet manche Ergänzungen, z. B. über Uranpecherz, künstliche Edelsteine u. a. Auch zahlreiche Fundorte sind hinzugefügt; merkwürdigerweise fehlen beim Graphit die großen Gruben Südböhmens, die wirtschaftlich wichtigsten von ganz Europa. Ein Sondergebiet, die Schmucksteine und ihre Verarbeitung, behandelt Eppler (7). In klarer, knapper Form werden die Schmucksteine, nach dem chemischen Sytsem angeordnet, vorgeführt; ein Anhang bespricht die Korallen und Perlen. Der 2. Teil berichtet viel Interessantes aus der Schleifindustrie. Erwünscht wären einige Angaben über Nachahmungen des echten Materials.

Wie in früheren Jahren bringt der Büchermarkt auch diesmal mehrere geologische Heimatkunden. Franke (8) schrieb ein geologisches Wanderbuch für den Thüringer Wald, das trotz Joh. Walthers Heimatkunde seinen Platz gut ausfüllt. Es beschränkt sich auf das eigentliche Gebirge, geht aber hier auf alle wichtigen Einzelheiten ein. Die Anleitungen zum Auffinden der Fundpunkte sind sehr eingehend und zuverlässig. Recht brauchbar ist auch der »Grundriß der Geologie des Großherzogtums Baden« von Scharf (23). Er ist eine allgemeine Formationskunde, die in ihren Beispielen sich im wesentlichen auf Baden beschränkt. Eine Übersichtskarte von Baden (wohl ein Ausschnitt, da mehrere Namen zerteilt sind?) ist beigegeben. Dem trefflichen Vorbilde Ruskas kommt das Buch allerdings nicht gleich; hierzu fehlen vor allem die »Wanderungen«, die Benutzung der Naturanschauung als Ausgangspunkt. Auch die Bilder sind z. T. recht unscharf. Merkwürdig mutet z. B. folgender Satz an: »Spaltenausfüllungen (in Basalt) mit Kalkspatkristallen heißen Zeolithe; sie entstanden durch Zersetzung der Plagioklase.« Nach dem Muster von K. Walther und Wanderer ist die Anleitung für geologische Wanderungen in der Umgegend von Hannover von Lerch (13) verfaßt — leider ohne die Vorbilder auch nur annähernd zu erreichen. Die 36 Fossilientafeln sind z. T. geradezu jämmerlich und schülerhaft ausgeführt, ebenso die Karte ohne jedes Verständnis für Terraindarstellung. Man denke sich von den Zeichnungen nur noch den darüber gelegten grauen Ton weg, dann ist der letzte Rest von plastischer Wirkung weg, und es dürfte oft dem Kenner nicht leicht fallen, die dargestellten Objekte zu identifizieren. Der Text benutzt nur ältere Quellen und infolgedessen auch veraltete Formationsgliederung und ebensolche Speziesnamen. Die Umgebung von Meißen behandelt K. Reiche (21), und zwar in ähnlicher Weise wie Pelz ganz Sachsen beschrieben hat, d. h. den Stoff am Faden der historischen Geologie aufgereiht. Den Schluß bilden Anleitungen zu Wanderungen, zum Besuche des Dresdener Museums. Skizzen und Profile fehlen — selbst dort, wo der Text darauf hinweist. Daß der Verf. nicht über dem Stoffe steht, zeigt sich leider bisweilen allzudeutlich, z. B. »die Belemniten haben das Aussehen hellbrauner, aus Kalk geformter Zigarren und bargen im Innern ein den jetzigen Tintenfischen ähnliches Tier«; im Devon »brachen heißflüssige Massen von der Farbe des grünen Ozeans hervor«; später fanden »Syenitausbrüche« statt. Der »Plauensche Grund« bei Dresden enthält keine Kohlen, sondern ist ein Durchbruchstal im Syenit; Juraschollen gibt es nicht nur »an einer einzigen Stelle in Sachsen«; die Moritzburger Gegend kann nicht wohl als ein Sandablagerungsgebiet der diluvialen Elbe hingestellt werden; ebenso wenig liegen auf den Höhen bei Pirna »metergroße Geschiebe« der Elbe; Alluvium heißt nicht abgeschwemmtes Land usw.

Und nun noch ein Schlußwort über den Gesamteindruck der neuen Literatur! Wer von Berufswegen einen großen Teil der Hochflut des populären Schrifttums über sich ergehen lassen muß, kann sich der Überzeugung nicht verschließen, daß hier starke Einschränkung und scharfe Sichtung dringend nötig ist. Wie wenige der Autoren sind sich bewußt, was für eine schwere Kunst das Popularisieren ist und vor allem — wie viel gründliche Vorstudien erst zu leisten sind, ehe man den Stoff in geeignete Formen gießt! Die Kritik steht vielen solcher Bücher ähnlich gegenüber wie ein Musikreferent einem dilettantischen Wohltätigkeitskonzert. Gut gemeint, teilweise auch ganz brav durchgeführt, aber es schimmern überall die Lücken im eigenen Können durch. Es ist Pflicht der ernsten Fachpresse, hier vor Überproduktion, vor Unterschätzung der Schwierigkeiten zu warnen. Wenn auch der Autor die verschlungenen Pfade der Forschung nicht selbst durchlaufen kann, so muß er wenigstens auf gediegene wissenschaftliche Kompendien zurückgreifen. Wer aber aus 10 populären Quellen ein 11. populäres Werk zusammenschreibt, ohne auch in der Darbietungsform wesentlich Neues zu bieten, er verrichtet überflüssige Arbeit. Ähnlich stehts mit den Illustrationen Wer je versucht hat, ein Buch selbständig zu illustrieren, weiß, daß dies bisweilen der schwierigste und ärgernisreichste Teil seiner Arbeit gewesen ist. Auch hier wird man an ein Schul- und Laienbuch nicht denselben Maßstab anlegen, wie an eine wissenschaftliche Originalarbeit, aber viele der Autoren machen sich die Aufgabe allzubequem, überlassen die Bilderfrage der Findigkeit des Verlegers oder suchen aus Konkurrenzwerken ohne Rücksicht auf literarischen Anstand zusammen, was ihnen brauchbar dünkt. Der heilsame Schrecken, den die Herausgabe des neuen Urheberrechtes auslöste, ist leider zum guten Teil verflogen. Die gewiß begrüßenswerte Neuerung, auch in Schulbüchern wenigstens die Herkunft der Bilder anzugeben, falls Originale schwer zu beschaffen sind, scheint leider in Vergessenheit zu geraten. Die Bücher wimmeln von unberechtigten Nachdrucken — wir verzichten auf den Nachweis im einzelnen, obgleich unsere Jahresernte Gelegenheit hierzu hinreichend gäbe. Zweck dieser Zeilen ist ja nur, die Interessen der Leser gewissenhaft zu vertreten, nicht diejenigen der Produzenten!

IV. Versammlungen usw.

XII. Internationaler Geologen-Kongreß.

Alle wichtigen Eisenbahn- und Dampferlinien gewähren für die Zeit vom 15. Juni bis zum 31. Oktober den Mitgliedern des Kongresses Fahrtermäßigungen zwischen allen Stationen innerhalb Canadas (auch nach den Grenzstationen der Ver. Staaten, aber nicht von diesen). Sowohl für einfache wie für Rundreisebillete wird die Hälfte des Fahrpreises für die 1. Klasse berechnet. Der Ausweis muß beim Lösen des Billets vorgezeigt werden, es ist nicht übertragbar.

Fahrplan der Schnelldampfer der Canadian Pacific.

Schiff	von Liverpool	an Montreal
Express of Ireland	Juni 13	Juni 20
» » Britain	» 27	Juli 4
» » Ireland	Juli 11	» 18
» » Britain	» 25	August 1

Reise der Überfahrt für I. Kl. von £ 18,10 aufwärts
» » » » II. » » » 10,15

V. Geologische Vereinigung.

Druckfehlerberichtigung zum Vortrag Wanner in Heft 2.

Da ich infolge einer Auslandreise nicht in der Lage war, die Korrekturbogen meines Aufsatzes »Geologie von Westtimor« selbst zu lesen, sind leider folgende Druckfehler stehen geblieben, die ich hiermit berichtige. Es ist zu lesen auf

Seite	Abschnitt	Zeile	statt
136	2	1	einer: dieser
137	2	2	portugiesisch: Portugiesisch
137	2	6	Crionideenkalke: Crinoideenkalke, verschiedener: verschiedene
137	2	7	usw.): usw.
137	2	8	(mit: mit
137	Anm. 1		f.: l.
138	3	8	Noimnia: Noimina
138	3	16	Noel Boen: Noël Boën
139	1	6	bierbei: hierbei
139	3	3	Miocän: Niveau
139	4	7 u. 8	+: ±
139	5	2	Moluskenfaunen: Molluskenfaunen, Oelsusu: Oëlsusu
139	5	nach 7	einfügen: mergelige und tonige Facies des Riffkalkmeeres repräsentieren. Diese Mergel, in Wechsellagerung mit Tonen, Tonsteinen und Sandsteinen erlangen eine bedeutende Mächtigkeit (von mindestens 350 m) in dem ca. 18 km breiten Graben zwischen
139	Anm. 2		MOLENGRAFF: MOLENGRAAFF
140	2	7 u. 16	Buniuntunan: Buniemtunan
140	2	8	der: die
140	3	5	Globinerinen: Globigerinen
140	4	2	Buniuntunan: Buniemtunan
140	4	7	Gebirge der Südküste: Gebirge an der Südküste
141	2	6 u. 7	Noel: Noël
141	2	11	Mittelung: Mitteilung
141	4	1	oberer: obere
142	1	3	Koafeu: Koafëu
142	1	5	Oemari: Oëmari
143	3	5	Gonoinotites: Gonionotites, Ammarassites: Amarassites
143	4	5	Bestätigung, der: Bestätigung der
143	5	9	Timau,: Timau
143	6	2	dem Herrn: den Herren
144	3	4	Noel Taeng: Noël Taëng
144	5	1	Dei: Die
144	5	9	Hauptsächlich: hauptsächlich
145	1	2	Noel: Noël
145	3	2	Rät: Rhät

Seite	Abschnitt	Zeile	statt
145	6	1	Noeltoko: Noëltoko
145	7	1	Sedimentsserie: Sedimentserie
146	3	11	Huel: Huël
146	3	23	Andesitbasalt und: Andesit-, Basalt- und
147	1	7	Noel: Noël
147	1	23	Kaoniki-F. Lelogama: Kaoniki-Lelogama
147	1	26	auch: auf
148	2	11	Noel Boen: Noël Boën
149	1	20	entdeckter: entdeckte
149	1	21	Noel Boen: Noël Boën
149	2	8	einer: eine
149	2	9	der: den
149	2	15	erklären, wie: erklären als
149	2	17	wird, gegeben ist.: wird.
150	1	8	diese: die

WANNER

Nachtrag zur Mitgliederliste der Geologischen Vereinigung.

Burger, Alexander, Redakteur des Wochenblatts der Frankfurter Zeitung. Frankfurt a. M., Günthersburgallee 27 p.
Enzensperger, Dr. Ernst, Reallehrer. München, Lendstr. 4 III.
Henke, Dr. W., Geologe. Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
Horn, Max, stud. geol. Königsberg i. Pr., Lange Reihe 4.
Huth, Dr. phil., Willi. Berlin SO. 16, Engel-Ufer 1, Gartenhaus r. I.
Krantz, Dr. F. Bonn, Herwarthstraße 36.
Levi, Friedrich, stud. geograph. München, Amalienstr. 38 I.
Michaelis, O., Oberlehrer. Duisburg, Düsseldorferstr. 124.
Müller-Ried, Fritz, Assistent am Mineral. Geol. Institut der Universität Utrecht, Ganzenmarkt 32.
Riedel, A., stud. geol. München, Geol. Institut, Alte Akademie.
Scharf, Dr., Professor an der Oberrealschule. Mannheim, Rennershofstr. 15.
Schönfeld, C., stud. geol. Marburg i. Hessen, Wilhelmstr. 13.

†

Den Mitgliedern der Geologischen Vereinigung machen wir hierdurch die betrübende Mitteilung von dem am 11. Juni erfolgten Ableben unseres Vizepräsidenten des

Herrn Dr. EDUARD HOLZAPFEL

o. Professors der Geologie und Paläontologie an der Universität Straßburg i. E.

Wir betrauern in dem Dahingeschiedenen den um unsere Wissenschaft hochverdienten Forscher, den liebenswürdigen Kollegen, den interessevollen Mitarbeiter an den Bestrebungen unserer Vereinigung.

Der Vorstand der Geologischen Vereinigung.

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Über den Chemismus der tonigen Sedimente.

Von **G. Linck** in Jena.

Literatur.

1. F. Becke, Die Entstehung des krystallinen Gebirges. Verh. der Ges. d. Naturf. u. Ärzte 1909.
2. J. M. van Bemmelen, Beiträge zur Kenntnis der Verwitterungsprodukte der Silicate in Ton, vulkanischen und Lateritböden. Ztschr. f. anorg. Chem. 42. 1904. 265.
3. J. M. van Bemmelen, Die verschiedenen Arten der Verwitterung der Silicatgesteine in der Erdrinde. Ebenda 66. 1910. 322.
4. J. M. van Bemmelen, Die Absorption. Ges. Abhandl. von Wo. Ostwald, Dresden 1910.
5. F. W. Clarke, Analyses of rocks and minerals etc. U. S. geol. surv. Bull. 419. 1910.
6. F. W. Clarke, The data of geochemistry. Ebenda Bull. 491. 1911.
7. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten, Blätter: Lehesten, Lobenstein, Wippra.
8. Bruno Fach, Chemische Untersuchungen über Roterden und Bohnerztone. Diss. Freiburg i. B. 1908.
9. U. Grubenmann, Die krystallinen Schiefer. II. Aufl. Berlin 1910.
10. Hermann Kaul, Geologisch-chemische Studien über die Ton- und Lehmvorkommen um Nürnberg. Diss. Erlangen 1900.
11. Rudolf Lenz, Chemische Untersuchungen über Laterit. Diss. Freiburg i. B. 1908.
12. G. Linck, Kreislaufvorgänge in der Erdgeschichte. Jena 1912.
13. G. Linck, Petrochemie der Sedimente. Handw. d. Naturw. VII. 606.
14. R. Marc, Über die Bedeutung der Kolloidchemie für die Mineralogie. Fortschr. d. Mineralogie usw. III. 1913. 11.
15. A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Tschermaks Mitt. 19.—22. 1900—1903.
16. H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. III. Aufl. Stuttgart 1910.
17. Hans Günther Schering, Chemische Untersuchungen über Löß und Lehm. Diss. Freiburg i. B. 1909.
18. Robert Schwarz, Chemische Untersuchungen über Bohnerztone und afrikanische Erden. Diss. Freiburg i. B. 1910.
19. Karl Walther, Petrographische Untersuchung einiger klastischer Gesteine aus dem Palaeozoicum d. rhein. Schiefergeb. Ztschr. d. d. geol. Gesellsch. 1907. 417.
20. Paul Werling, Chemische Untersuchungen über den Löß der Pampasformation Argentiniens. Diss. Freiburg i. B. 1911.
21. G. Wiegner, Kolloidchemie und Agrikulturchemie. Fühlings landw. Ztg. 62. 1913. 1.
22. E. A. Wülfing, Untersuchung des bunten Mergels der Keuperformation usw. Jahresb. d. Ver. vaterl. Naturk. in Württemberg. 56. 1900. 1.
23. F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. II. Aufl. Leipzig 1893.

Der Chemismus der Tone, Tonschiefer und tonhaltigen Gesteine ist scheinbar ohne Gesetz und Ordnung, und daran mag es wohl liegen, daß, soviel mir bekannt ist, in der neueren Zeit über diesen Gegenstand nichts Zusammenfassendes geschrieben worden ist. Man hat auch, abgesehen von den auf die Metamorphen berechneten Versuchen F. Beckes (1) und U. Grubenmanns (9), den Versuch einer graphischen Darstellung dieser Gesteine nicht unternommen. Wenn nun im folgenden über den Chemismus dieser Gesteine etwas gesagt und eine graphische Darstellung der Analysen gegeben wird, so kann dies die Aufgabe noch nicht vollständig lösen, sondern es bleibt eben ein Versuch, der vielleicht auf die richtigen Wege leitet. Es ergibt sich aber daraus Merkwürdiges und Interessantes, und es zeigt sich, daß auch hier Gesetz und Ordnung herrschen.

Die klastischen Sedimente, deren wesentlichster und interessantester Gemengteil der Ton ist, verdanken im letzten Grunde ihre Entstehung der Zerstörung von Eruptivgesteinen, dem Transport und Wiederabsatz auf mechanischem Wege, sei es durch den Wind, das Wasser oder das Eis. Wie ich anderwärts (12) ausgeführt habe, stellen die klastischen Sedimente der Erde das Zerstörungsprodukt von im Minimum 700 m, Maximum 1400 m Eruptivgestein rund um die ganze Erde dar. Natürlich ist das nicht alles, was von den Eruptiven verbleibt, sondern es gehören hierzu auch noch die Carbonate, Sulfate und Chloride, der Erdalkalien und Alkalien, welche wir in der Erdkruste in Form von Carbonatgesteinen, Salzlagern oder gelöst in den Meeren antreffen. Aber immerhin stellen die klastischen Sedimente die Hauptmasse dar, und unter diesen klastischen Sedimenten nehmen, nach Berechnung von Clarke (6), die Tongesteine mit 80% den Löwenanteil für sich in Anspruch. Nicht bloß der Masse nach nehmen sie diesen Löwenanteil in Anspruch, sondern auch dem Interesse nach, denn sie sind von der allergrößten Bedeutung in agrikultur-chemischer Hinsicht und auch in Hinsicht auf die Produkte, welche bei der Metamorphose aus ihnen entstehen.

Wenn ich von Ton rede, so meine ich damit nicht den sogenannten reinsten Ton, den Kaolin, sondern die Gesamtheit der Verwitterungssilicate.

van Bemmelen (2 u. 3) hat uns gelehrt oder hat es wenigstens im Zusammenhang zuerst ausgesprochen, daß die Verwitterungssilicate sich trennen lassen in einen durch Salzsäure zerlegbaren und einen durch Salzsäure unzerlegbaren, aber durch Schwefelsäure aufschließbaren Anteil. Der letztere wird gewöhnlich als Kaolin in amorphem oder krystallisiertem Zustande betrachtet, wenigstens geben die Analysen zumeist und annähernd das Verhältnis zwischen Tonerde und Kieselsäure wie 1 : 2. Der salzsäurelösliche Anteil hingegen zeigt schwankende und meist viel höhere Kieselsäuremengen. Das Mischungsverhältnis zwischen den beiden Anteilen ist großen Schwankungen unter-

worfen, und manchmal fehlt der kaolinische Anteil ganz (van Bemmelen 2). Neben diesen silicatischen Bestandteilen können sich in den Verwitterungssilicaten noch vorfinden: freie Tonerde (z. B. in den Lateriten), Eisenhydroxyd und endlich unverwittertes Gesteinsmaterial. Es mag noch bemerkt werden, daß nach van Bemmelen (2 u. 3) in manchen Verwitterungssilicaten auch basische Verwitterungsprodukte vorkommen, die in verdünnter Kalilauge löslich sind.

Um nun über die Bedeutung der Tongesteine vollkommen ins klare zu kommen, wollen wir einen kurzen Augenblick bei der Betrachtung der anderen Sedimente verweilen. Dabei können wir zunächst alle diejenigen von ihnen ausscheiden, denen ein Gehalt von Tonsubstanz zu eigen ist. Im übrigen verbleiben uns wesentlich noch Sandsteine, die Carbonate der Erdalkalien, die Salzlager und die Ablagerungen von Kieselsäurehydrat. Die wesentlichsten Veränderungen, die mit diesen Gesteinen vor sich gehen, beruhen in einer Krystallisation, Umkrystallisation und Kornvergrößerung. In Rücksicht auf diesen Vorgang ist ihr Chemismus klar und eindeutig. Wir werden aber später sehen oder wenigstens andeutungsweise erfahren, daß diese Gesteine, besonders die Ablagerungen von Kieselsäurehydrat, dann auch äußerst feinkörnige Sandsteine und endlich auch schlammige Ablagerungen von Carbonaten der Erdalkalien, durch gewisse Eigenschaften den Tongesteinen ähnlich werden. Soweit diese Gesteine selbst Ton enthalten, nähern sie sich in ihren Eigenschaften den Tongesteinen, und diesen wollen wir jetzt unser besonderes Augenmerk zuwenden. Nach van Bemmelen (2) ist der in Salzsäure lösliche Anteil der Verwitterungssilicate der Stoff, in welchem die meisten physikalischen und chemischen Bewegungen stattfinden, so die Absorption von Wasser, Basen, Säuren und Salzen, der Austausch von Basen. (Die Adsorptionsfähigkeit für Salze und Säuren ist nach Art und Menge beschränkt.) Die Hauptmasse dieses salzsäurelöslichen Anteils ist nach demselben Forscher zweifellos in kolloidalem Zustande vorhanden (4). Freilich sind es nach Marc (14) lyophobe Kolloide, aber sie adsorbieren aus Lösungen Metalle, und zwar am stärksten das Kalium, dann der Reihe nach Magnesium, Calcium und Natrium, von Säuren hauptsächlich die Phosphorsäure (4). Die Adsorption der Metalle scheint sich nach van Bemmelen (4) in manchen Fällen hervorzutun als ein Vorläufer der chemischen Verbindung; in ähnlicher Weise verhält sich aber auch das Tonerdehydrat, denn nach Walter Crum (4) adsorbiert es aus verdünnter Alaunlösung abgeschieden und durch etwas Schwefelsäure zur Gerinnung gebracht, alles Kali der Lösung. Die adsorbierten Salze können in äquimolekularem Verhältnis ausgetauscht werden, doch verschwindet das Kali am schwersten. Das Adsorptionsvermögen für ganze Salze ist ein geringes (van Bemmelen 4). Auch der Vorgang der Krümelbildung des Ackerbodens hängt mit diesen Eigenschaften nach G. Wiegner (21) auf das innigste zusammen.

Der in Schwefelsäure, nicht aber in Salzsäure lösliche Anteil wird, wie ich schon oben hervorhob, gewöhnlich als Kaolin betrachtet, der entweder als amorph oder als krystallinisch angesehen wird, in jedem Falle aber von außerordentlicher Feinheit des Kornes ist. Diese Feinheit des Kornes bedeutet eine gewaltige Oberflächenvergrößerung, denn ein Würfelchen einer Masse von einem cm^3 hat eine Oberfläche von 6 cm^2. Dieses Würfelchen in solche geteilt, die nur 1 μ Kantenlänge besitzen, bedeutet bereits eine Oberfläche von 6 qm (Wo. Ostwald 21). So nähert man sich kolloidalen Dimensionen, und es werden damit wohl auch mehr oder weniger kolloidale Eigenschaften eintreten (G. Wiegner 21). Darum hat auch van Bemmelen (4) von dem feinsten in Wasser suspendierten Kaolinteilchen nachweisen können, daß sie mit Salzen koagulierten.

Dazu kommt nun noch, daß in den Tonen nicht selten kolloidale Kieselsäure auftritt, die ebenfalls adsorptive Eigenschaften besitzt, wenn sie auch im Gegensatz zu dem eigentlichen Ton das Calcium bevorzugt (van Bemmelen, 4), ja das Calcium aus in der Lösung suspendiertem kohlensauren Kalk so stark adsorbiert, daß in der Lösung Calciumbicarbonat entsteht. Bis zu einem gewissen Grade verhält es sich übrigens auch ähnlich mit den Carbonaten der Alkalien (van Bemmelen 4).

Dem feinverteilten Kaolin ähnlich verhalten sich übrigens auch andere äußerst feinkörnige krystalloide Stoffe, so z. B. Sand. Sandkörner von 1,5 μ Durchmesser brauchen nach Atterberg[1]) (21) in einer 10 cm hohen Säule reinen Wassers zum Absatz 8 Stunden, solche von 7,5 μ Durchmesser nur 30 Minuten. Beim Zusatz von Elektrolyten wurde die Dauer des Absatzes außerordentlich verkürzt. Daher soll es auch kommen, daß im süßen Wasser Tone und Sande gewöhnlich getrennt zur Ablagerung kommen, daß im Meerwasser hingegen sandig-tonige Sedimente verbreitet sind. Nach den Untersuchungen Marcs (14) haben aber die feinverteilten Krystalloide auch eine starke Adsorptionsfähigkeit für Kolloide, so daß sie auf die letzteren wirken, wie die Elektrolyte, d. h. ausfällend oder koagulierend. Wir werden auf diese Umstände später noch einmal zurückkommen.

Kehren wir noch einmal zurück zur Bildung der Verwitterungssilicate. Bei der Zerstörung der Silicate der Eruptiven scheint zunächst eine Hydrolyse einzutreten, und mit ihr geht die Abnahme der alkalischen Erden und Alkalien, wie es scheint, bis auf Null Hand in Hand (3, 18). Nebenher geht die Oxydation der Ferrosalze und die Abscheidung von Eisenhydroxyd[2]). Gleichzeitig tritt die Bildung gemischter Verwitterungssilicate ein, und zwar zunächst — besonders aus basischen Eruptiv-

[1]) Landwirtschaftl. Versuchsstation 69. 1908. 131.

[2]) Nach B. Fach (8) sind auch die Roterden durch Kalivormacht bei sehr geringem Gehalt von Alkali charakterisiert.

gesteinen — solcher, die wesentlich aus dem salzsäurelöslichen Anteil bestehen. Erst im weiteren Verlauf treten kaolinische und lateritische Produkte hinzu (van Bemmelen 3). Im gleichen Maße verschiebt sich das Verhältnis von Tonerde und Kieselsäure zugunsten der letzteren. Die Basen nehmen im Verlaufe dieses Prozesses andauernd ab, und nur noch Kalium und Magnesium sind von einiger Bedeutung (van Bemmelen 3. 2). Das abgeschiedene Eisenhydroxyd wird von den anderen Kolloiden adsorbiert, seltener geht es in eine kolloidartige Verbindung (Nontronit) über. Ganz analog verlaufen aber auch die Vorgänge, wenn fossile Sedimente der Verwitterung aufs neue anheim fallen. So zeigt ein silurischer Sandstein bei seiner Verwitterung sehr starke Abnahme der Basen, besonders des Alkaligehaltes (R. Lenz 11).

Die so entstandenen Produkte werden nun dem Transport unterworfen, der im allgemeinen zunächst zu einer Saigerung der Bestandteile nach der Korngröße führt. Erfolgt der Transport durch Wind oder Eis, dann wird im allgemeinen der Zersetzungszustand stationär bleiben. Sei es nun, daß der Absatz durch eintretende Windstille oder durch Abfangen des Staubes seitens der Vegetation oder durch Abschmelzen des Eises geschieht. Anders wird es sein bei längerem Transport durch das Wasser, insbesondere Süßwasser. Hier nehmen die abgeschiedenen gröberen Teilchen auch Teile der anorganischen und organischen Kolloide aus der Suspension heraus. Andererseits findet durch das Süßwasser eine Auslaugung der Erdalkalien und Alkalien aus den Tonsubstanzen so lange statt, bis ein Adsorptionsgleichgewicht hergestellt ist, über dessen Daten man übrigens noch keinerlei Anhaltspunkte hat. Mit der Vermehrung des Transportmittels an Salzen, also zunächst mit der Lauflänge des Flusses und dann mit dem Eintreten des Flusses in das Meer tritt eine Koagulation der kolloiden und der feinverteilten krystalloiden Suspensionen ein. Dieser Vorgang wird noch befördert durch die gegenseitige Adsorption der Kolloide untereinander einerseits und die Adsorption zwischen Krystalloiden und Kolloiden andererseits. Endlich tritt bei dieser Gelegenheit auch eine Adsorption von Metallen aus der Salzlösung durch die Kolloide ein. Dabei werden verdünnte Lösungen besonders stark erschöpft, während aus konzentrierten Lösungen verhältnismäßig wenig adsorbiert wird. Temperatursteigerung ist für die Adsorption nachteilig (G. Wiegner 21). Ich habe z. B. die Erfahrung gemacht, daß aus einer Lösung von Calciumbicarbonat durch feinste Tonteilchen, die darin suspendiert sind, beim Koagulieren durch die Salze des Meerwassers der ganze Kalkgehalt mitgefällt wird. Dasselbe kann man aber auch machen mit einer Gelatinelösung. In beiden Fällen ist das Fällungsprodukt vollkommen isotrop, und erst nach einigen Tagen und wiederholtem Befeuchten mit Wasser tritt die Krystallisation des Calciumcarbonates in Form von Sphärolithen ein. Die Tonteilchen, seien sie nun Kolloide oder nicht, spielen offenbar die Rolle eines Schutzkolloides.

Aus dem Vorhergegangenen ersehen wir nun, daß für die Verwitterungssilicate zunächst ganz allgemein ein Tonerdeüberschuß gegenüber der Summe der Alkalien und alkalischen Erden vorhanden sein muß, der um so größer wird, je weiter die Zersetzung fortschreitet, je weniger die nachträgliche Adsorption zur Wirkung gelangt, je reiner und unvermischter das Sediment ist. Das ist ein charakteristischer Unterschied gegenüber den Eruptiven. Wir ersehen weiter aus den obigen Betrachtungen, daß bei fortschreitender Verwitterung der Eruptiven das Verhältnis von Tonerde und Kieselsäure sich zugunsten der letzteren verschiebt, daß das Verhältnis von Kali zu Natron sowohl mit fortschreitender Verwitterung als mit fortschreitender Adsorption und mit gesteigerter Austauschmöglichkeit sich zugunsten des Kalis verschieben muß, und daraus folgt, daß in den Gesteinen, welche aus diesen Verwitterungssilicaten entstehen, Kalivormacht ganz allgemein ist. Dies ist ein zweiter charakteristischer Unterschied gegenüber den Eruptiven. Weiterhin ersehen wir noch, daß neben der Anreicherung des Kalis auch relativ eine solche der Magnesia und vor allem auch eine solche des Eisenoxyds stattfindet, so daß der femische Anteil der Analyse stets groß ist. Das ist ein dritter Unterschied gegenüber den Eruptiven.

Natürlich treten diese Eigentümlichkeiten nur bei reinen unvermischten Tongesteinen und bei gänzlich vollzogener Verwitterung voll und ganz in Erscheinung. Bei sandig-tonigen Sedimenten erreicht der Kieselsäuregehalt eine exorbitante Höhe. Bei tonig-kalkigem Sediment verschwindet der Tonerdeüberschuß über die Summe von Alkalien und Kalk. So ergibt sich aus den Untersuchungen von P. Werling (20) H. G. Schering (17) und anderen mit großer Deutlichkeit, daß großer Kalkgehalt der Tongesteine stets auch mit erheblichem Kohlensäuregehalt verknüpft ist. Dies muß man sich gegenwärtig halten, weil bei sehr vielen Sedimentanalysen die Kohlensäure nicht bestimmt und im Glühverlust mit enthalten ist.

Um die eben erörterten Gesichtspunkte zu prüfen, habe ich in den nachstehenden Tabellen eine größere Anzahl von Analysen zusammengestellt, die im wesentlichen der Abhandlung von Clarke (5) entnommen sind, und zwar deshalb, weil diese Analysen nach einheitlichen Methoden und aus einheitlichen Gesichtspunkten durchgeführt scheinen. Es sind nur die auf 100 berechneten Molekularproportionen angegeben und nur die wichtigeren Elemente. Von einer Angabe der Kohlensäure, der Schwefelsäure, des Wassers und anderer Dinge habe ich abgesehen, weil sie für die in Frage stehenden Probleme bedeutungslos sind oder auch vielfach nicht bestimmt wurden, so daß ein Vergleich der verschiedenen Analysen nicht erleichtert, sondern erschwert worden wäre. Doch füge ich in weiteren angehängten Tabellen noch eine Anzahl nachträglich zusammengestellter Analysen bei, aus denen zu ersehen ist, daß sie in bezug auf unsere Erörterungen nichts Neues ergeben, daß sie auch die Zahlenverhältnisse nur unwesentlich verschieben. Die Ana-

lysen sind angeordnet nach sinkendem Tonerdegehalt. Unter den Analysen befindet sich nun noch eine Anzahl von Zeichen und Zahlen, deren Bedeutung folgende ist: Unter »Al« findet man angegeben den Prozentsatz der Tonerde, welche über die Summe von Alkalien und Kalk überschüssig ist. Unter A, C, Fm sind angegeben die Menge der Alkalien (A) des Kalks (C), die Summe des Eisens als Oxydul berechnet und der Magnesia (Fm). Zusammengezogen ist die Summe 20. Endlich gibt die unter n angegebene Zahl die Menge des Natriums, wenn man die Summe der Alkalien gleich 10 setzt.

Die Analysen umfassen Tone, Löße, Glazialtone, Mergel, Schiefertone, Tonschiefer und Grauwacken. Die Gesamtzahl der in die Betrachtung eingezogenen Analysen ist 125. Davon sind

1. 30 oder 24% Gesteine mit Natronvormacht,
2. 86 oder 69% Gesteine mit Kalivormacht,
3. 9 oder 7% Gesteine ohne Alkali.

In der dritten Gruppe sind ausschließlich Tone. In der ersten Gruppe 20% der Tone, 20% der Löße[1]) und Glazialsedimente, 25% der Tonschiefer usw. und 70% der Grauwacken. In der zweiten Gruppe finden wir je 80% der Tone, der Löße und Glazialsedimente, 75% der Tonschiefer usw. und 30% der Grauwacken. Bei der Berechnung dieser Prozentzahl in der I. und II. Gruppe sind nur die alkalihaltigen Gesteine in Betracht gezogen; die alkalifreien könnte man sinngemäß den Gesteinen mit Kalivormacht anreihen. Diese Statistik lehrt uns, daß abgesehen von den Grauwacken, welche ja gerade durch ihren großen Gehalt an unverwittertem Material charakterisiert sind, die Gesteine mit Kalivormacht weit überwiegen. Auf die Gesteine mit Natronvormacht werden wir später noch zurückkommen. Von den 125 Analysen haben nur 22 keinen Tonerdeüberschuß. Bei allen übrigen beträgt er in den weitaus meisten Fällen weit über 5%, ja man kann sogar sagen über 50% des gesamten Tonerdegehaltes. Damit Hand in Hand geht eine andere wichtige Tatsache; es ist nämlich bei mangelndem Tonerdeüberschuß Fm gewöhnlich klein und C groß. Dasselbe beobachtet man aber auch schon bei einer Abnahme des Tonerdeüberschusses.

Was das Verhältnis A zu C zu Fm anlangt, so ist bei niedrigem C gewöhnlich ein großes Fm vorhanden und umgekehrt. Dabei ist noch in Betracht zu ziehen, daß sehr häufig mit steigendem C der Magnesiagehalt zunimmt, d. h. also mit anderen Worten: je größer C wird, um so kleiner ist der Eisengehalt. Ferner ist zu bemerken, daß in den gealterten Gesteinen, wie Tonschiefer usw., C im allgemeinen niedriger wird als in dem jüngeren Ton.

Gehen wir nun zu der Betrachtung der einzelnen Tabellen über.

[1]) Nach Schering (17) haben die von ihm untersuchten Löße gern Na > K oder doch wenigstens relativ großes n.

Tab. I. Alkalifreie Gesteine.

	29.	111.	31.	30.	34.	33.	32.	112.	5.
SiO_2	57,43	80,79	88,79	88,59	90,14	91,39	92,64	93,32	88,80
Al_2O_3	24,22	18,35	9,77	8,49	8,10	7,27	7,11	5,92	4,88
Fe_2O_3	—	0,20	—	—	1,12	1,49	—	0,17	0,79
FeO	—	—	—	—	0,08	0,24	—	—	—
MgO	1,04	0,24	—	—	0,12	0,12	—	0,44	3,59
CaO	17,35	0,41	1,44	2,92	0,37	0,28	0,24	0,15	1,95
Na_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	28,37	97,70	85,25	65,61	95,43	96,16	96,63	97,48	60,05
A	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	18,9	8,1	20	20	2,9	1,7	20	3,4	5,6
Fm	1,1	11,9	0	0	17,1	18,3	0	16,6	14,4

Tabelle I. Alkalifreie Tone. Bei ihnen spielen im allgemeinen die Erdalkalien, abgesehen von den Analysen 30, 5 und besonders 29 gar keine Rolle. In den ersteren beiden Analysen ist vermutlich Calciumcarbonat vorhanden, in 29 ist es sicher bestimmt, d. h. das Gestein ist ein mergeliger Ton. Somit kann man sagen: alkalifreie Tone haben auch so gut wie keine zweiwertigen Basen, wenn sie nicht mit Carbonaten gemischt sind. Sie haben demnach normalerweise einen über 90% betragenden Tonerdeüberschuß, und Fm ist fast in allen Fällen sehr groß gegenüber C.

Tone mit Na-Vormacht.

Tab. II. Tab. IIa.

	96.	95.	94.	38.	48.	47.	49.	13.	1.	93.	148.	149.	150.	151.	152.	153.
SiO_2	71,11	67,94	70,25	79,50	67,30	69,77	68,39	74,97	64,25	83,45	73,64	73,81	75,78	74,65	74,95	72,02
Al_2O_3	16,85	16,31	15,47	14,71	14,70	12,68	12,44	12,41	11,16	8,58	22,03	18,36	15,62	15,61	13,54	12,90
Fe_2O_3	4,27	5,71	9,09	1,36	2,44	2,21	2,22	2,32	3,78	2,42	1,22	1,13	3,09	—	1,89	—
FeO	0,95	1,07	0,31	—	1,57	1,24	0,93	1,71	0,81	0,43	—	—	—	2,29	—	8,68
MgO	2,86	3,96	1,54	3,81	2,89	3,46	4,23	2,73	5,96	0,38	—	1,05	1,18	—	2,79	0,56
CaO	1,36	1,81	1,41	—	5,11	4,41	5,39	1,28	9,94	1,07	—	4,10	1,56	—	3,31	1,34
Na_2O	1,88	1,78	1,09	0,62	3,32	3,87	3,96	2,75	2,19	2,47	2,68	0,92	1,52	2,51	1,93	2,50
K_2O	0,71	1,41	0,84	—	2,67	2,35	2,43	1,83	2,17	1,19	0,43	0,63	1,24	2,03	1,58	2,00
Al	76,6	69,8	78,4	95,8	24,5	16,2	5,3	52,8	0	44,9	85,9	69,2	72,3	70,9	74,1	54,7
A	3,3	3,1	1,8	1,8	6,0	6,5	6,1	6,3	3,1	7,4	11,7	3,5	5,0	9,7	6,0	5,5
C	1,8	1,8	1,3	0	5,1	4,5	5,1	1,8	7,2	2,2	0	9,4	2,8	5,4	3,4	3,1
Fm	14,9	15,1	16,9	18,2	8,9	9,0	8,8	11,9	9,7	10,4	8,3	7,1	12,2	4,9	10,6	11,4
n	7,3	5,6	5,6	10,0	5,5	6,2	6,2	6,0	5,0	6,7	8,6	5,9	5,9	5,5	5,5	5,6

Tabelle II. Tone mit Natronvormacht. Zunächst bemerken wir das Überwiegen des Eisenoxyds über das Oxydul. Ferner ist zu beachten, daß auch hier noch ein verhältnismäßig großer Gehalt an Kali (n nicht über 6,2) bei 70% der Analysen vorhanden ist. Das Gestein Nr. 1 ist ein roter Tiefseeton, also im wesentlichen tuffogenes Sediment, darum ist hier auch kein Tonerdeüberschuß. Bei den Analysen 47, 48 und 49 besteht wegen des großen Wertes von C der Verdacht auf erheblichen Gehalt an Calciumcarbonat. Zwar ist die Kohlensäure

nicht bestimmt, aber der Glühverlust der bei 107° getrockneten Pulver ist 5,4; 5,1; 6,3%. Der Gehalt an Eisenoxydul (wo bestimmt) ist nur in einem Teil der Analysen erheblich, und es sind dies zumeist die Analysen mit geringem Tonerdeüberschuß, die zugleich auch durch relativ kleines Fm ausgezeichnet sind.

Löß mit Na-Vormacht.

Tab. III. Tab. IIIa.

	37.	99.	162.	163.	164.	165.	166.	168.	169.	170.	171.	172.	174
SiO_2	71,40	83,64	70,75	71,40	75,23	74,92	76,69	80,73	84,11	83,70	64,44	66,78	64,13
Al_2O_3	5,46	8,09	14,18	12,33	11,61	11,56	10,68	7,87	7,66	6,55	5,64	5,62	4,75
Fe_2O_3	1,14	1,36	3,23	2,72	2,22	2,25	2,95	2,09	1,89	2,91	1,02	2,11	1,28
FeO	0,64	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—	0,79	—	—
MgO	7,99	1,89	2,25	5,45	2,44	3,71	2,43	1,67	2,40	2,25	6,39	4,04	5,32
CaO	11,22	2,03	7,40	3,13	2,87	4,42	2,60	4,78	1,59	1,35	18,27	19,43	22,03
Na_2O	1,33	1,56	1,41	3,85	3,94	2,16	3,47	1,51	1,33	1,72	1,95	1,07	1,54
K_2O	0,81	1,31	0,77	1,12	2,30	0,97	1,18	1,35	1,02	1,52	1,51	0,94	0,94
Al	0	39,4	32,4	34,3	21,5	34,7	32,1	2,9	47,3	30,0	0	0	0
A	1,8	6,1	2,5	5,4	8,0	3,9	7,2	4,4	4,8	5,4	2,2	1,3	1,6
C	9,3	4,4	8,4	3,4	3,7	5,8	4,0	7,3	3,3	2,2	11,9	13,3	13,7
Fm	8,9	9,5	9,1	11,2	8,3	10,3	8,8	8,3	11,9	12,4	5,9	5,4	5,4
n	6,2	5,4	6,5	7,7	6,3	6,9	7,5	5,3	6,4	5,3	5,6	5,3	6,2

Tabelle III. Löße mit Natronvormacht. Sie scheinen im allgemeinen einen geringen Tonerdeüberschuß zu besitzen. Dies hängt aber wahrscheinlich mit größerem oder geringerem Gehalt an Carbonaten zusammen, der in den Analysen auch nachgewiesen ist, allerdings könnte es auch mit der Gegenwart von unzersetztem Material zusammenhängen. Fm ist relativ niedrig und ebenso der Wert für n.

Tab. IV. Tonschiefer usw. mit Na-Vormacht.

	58.	61.	20.	62.	83.	25.	63.	64.	17.	79.	82.	78.	67.
SiO_2	43,69	51,76	66,58	44,90	69,33	68,92	64,85	60,55	72,77	57,76	75,19	60,60	96,02
Al_2O_3	18,70	15,17	14,42	13,29	13,28	12,66	12,58	12,29	11,56	11,51	10,41	2,50	1,37
Fe_2O_3	0,16	1,21	5,35	1,15	—	0,22	1,85	2,04	0,77	1,63	2,45	0,65	0,18
FeO	3,74	5,69	5,59	4,99	7,41	5,32	3,77	3,95	4,43	3,96	—	5,95	0,68
MgO	32,37	3,55	2,94	3,72	3,78	6,36	9,31	10,00	5,12	8,74	6,13	6,89	1,01
CaO	1,00	13,23	0,56	28,14	1,39	2,18	2,95	4,34	0,52	11,04	2,67	18,57	0,10
Na_2O	0,31	8,75	3,16	3,04	2,44	2,56	2,97	5,59	2,58	3,85	2,27	4,09	0,37
K_2O	—	0,70	1,38	0,85	2,32	1,76	1,71	1,21	2,24	1,51	0,88	0,77	0,33
Al	93,0	0	64,6	0	53,7	48,6	40,1	9,4	53,8	0	42,6	0	41,6
A	0,2	5,5	3,9	1,9	5,5	4,7	4,4	5,4	5,9	3,3	3,9	2,6	5,0
C	0,5	7,8	0,5	13,1	1,6	2,3	2,9	3,5	0,7	6,9	3,2	9,9	0,7
Fm	19,3	6,7	15,6	5,0	12,9	13,0	12,7	11,1	13,4	9,8	12,9	7,5	14,3
n	10	9,3	6,9	7,8	5,1	5,9	6,4	8,2	5,4	7,2	7,2	8,4	5,3

Tabelle IV. Tonschiefer usw. mit Natronvormacht. Der Kieselsäuregehalt liegt zumeist zwischen 44 und 75% — Analyse 67 stammt von einem verkieselten Gestein, ist sogar vielleicht ein Kieselschiefer

und bleibt daher außer Betracht — Analyse 78 ist ein stark veränderter Kalkschiefer und wahrscheinlich verkieselt, kann also ebenfalls unberücksichtigt bleiben — die meisten Analysen haben hohes n (über 7). Die Gesteine ohne Tonerdeüberschuß sind reich an Kalk, und es ist auch bei allen eine erhebliche Menge von Kohlensäure bestimmt. Verdächtig in dieser Richtung ist Analyse 64 mit 9,4% Tonerdeüberschuß und die Analyse 58 mit 32,37% Magnesia und 93% Tonerdeüberschuß. Die übrigen Analysen, die meist durch mittleres Fm ausgezeichnet sind, mögen aus unvollkommen oder wenig verwittertem Material bestehen (Grauwacken). Damit hängt es wohl auch zusammen, daß der Tonerdeüberschuß meist zwischen 40 und 50% liegt.

Tab. V. Grauwacken mit Na-Vormacht.

	Tab. V.					Tab. Va.							
	124.	123.	126.	125.	122.	175.	176.	177.	178.	179.	180.	181.	182.
SiO_2	75,58	79,25	78,26	85,36	80,51	83.35	76,19	85,43	90,19	85,68	74,15	60,88	92,60
Al_2O_3	9,84	8,93	8,13	7,63	6,58	8,24	7,35	6,89	6,24	6,06	4,29	3,79	3,93
Fe_2O_3	0,42	0,33	0,16	0,52	0,23	2.33	2,04	1,31	0,42	2,46	1,44	3.07	1,26
FeO	3,39	3,08	3,53	0,34	3,80	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	3,60	3,23	3,48	1,14	1,76	2,73	3,29	1,22	0,06	1,73	0.21	1,56	0.69
CaO	1,22	0,49	1,60	0,51	2,36	0,56	7,28	0,74	1,39	0,74	17,71	29.63	0,09
Na_2O	4,16	3,25	3,24	2,68	3,79	1,71	2,44	3,19	1,68	2,21	1,36	0.82	0,89
K_2O	1,79	1,44	1,61	1,83	0,96	1,06	1,42	1,23	1,02	1,12	0,84	0.25	0,55
Al	27,1	42,0	20,7	34,2	0	59,6	0	25,1	34,5	32,84	0	0	61,07
A	8,0	7,8	7,1	12,1	7,3	5,4	4,1	10,1	11,0	6,6	1,9	0,6	6,4
C	1,6	0,8	2,3	1,4	3,6	1,1	8,0	1,7	5,7	1,4	15.6	15,7	0,4
Fm	10,4	11,4	10,6	6,5	9,1	13,5	7,9	8,2	3,3	12,0	2,5	3,7	13,2
n	7,0	6,9	6,7	5,9	8,0	6,1	6,3	7,2	6,2	6,6	6,2	7,7	6,2

Tabelle V. Grauwacken mit Natronvormacht. Nur bei einer ist kein Tonerdeüberschuß vorhanden; sie ist wegen großen Kalkgehaltes auf Calciumcarbonat verdächtig. Bei den übrigen bleibt der Tonerdeüberschuß zwischen 20 und 42%. n ist meist relativ hoch, Fm niedrig bis mittel, A hoch.

Tab. VI. Tone mit K-Vormacht.

	35.	117.	3.	46.	115.	11.	9.	36.	10.	4.	28.	45.	42.
SiO_2	65,72	70,63	63,91	71,63	76,18	62,80	73,21	73,35	64,74	73,35	71,15	80,82	79,41
Al_2O_3	28.50	28,41	21,89	21,69	21,26	19,94	17,99	17,26	16,08	15.34	14,85	14,44	14,42
Fe_2O_3	2,10	0,39	8,43	1,53	0,83	1,07	5,60	4,12	2,09	3,58	3,10	0.73	1,24
FeO	—	—	—	—	—	2,73	—	—	3,21	0,42	—	—	—
MgO	1,67	—	0,67	1,19	0,63	6,25	1,31	2,87	5,90	2,32	1,01	1,20	0,94
CaO	1,52	—	1,00	0,31	0,59	1,63	0,60	0,21	1,95	0,70	9,20	0,11	0,82
Na_2O	—	0,14	1,73	0,61	0,04	2.15	0,31	0,21	2,15	0,29	0,29	0,40	0,06
K_2O	0,47	0,43	2,37	3,03	0,37	3,50	1,04	1,96	3,50	4,00	0,41	2,30	2,55
Al	93,2	98,0	76,7	81,9	95,3	63,5	88,6	86,2	52,7	67,5	33,3	80,5	76,2
A	1,3	9,0	3,9	9.2	2,6	6,2	2,0	3,4	5,6	6,1	0,8	10,1	7,9
C	4,0	0	1,0	0,8	3,8	1,8	0,9	0,4	1,9	1,0	11,2	0,4	2,5
Fm	14,7	11,0	15,1	10,0	13.6	12,0	17,1	16,2	12,5	12.9	8,0	9,5	9,6
n	0	2,4	4,2	1,7	1,0	3,8	2,3	1,0	3,8	0,7	4,1	1.5	0.2

	43.	8.	6.	51.	89.	103.	2.	44.	104.	116.	100.	102.	90.
SiO_2	76,02	81,10	83,07	75,83	61,52	82,62	65,99	82,51	84,74	84,41	81,91	85,64	57,67
Al_2O_3	14,12	14,06	13,93	12,21	11,81	11,81	11,70	11,62	11,09	10,44	10,13	9,87	9,58
Fe_2O_3	4,97	0,76	0,40	1,97	2,18	0,81	2,20	0,42	0,48	1,73	0,52	0,94	1,96
FeO	—	—	—	1,99	—	—	2,21	—	—	—	—	—	—
MgO	1,29	1,10	0,50	2,83	7,16	1,58	3,75	2,66	1,10	1,34	3,82	0,48	8,68
CaO	0,72	0,13	0,09	1,13	12,18	0,29	10,32	0,14	0,31	1,62	0,20	0,19	16,26
Na_2O	0,14	0,35	0,24	1,71	1,96	0,29	1,18	0,09	0,29	0,09	0,16	0,89	2,54
K_2O	2,75	2,50	1,63	2,32	3,18	2,60	1,66	2,56	2,02	0,37	3,26	1,95	3,32
Al	74,4	78,8	85,9	57,7	0	73,1	0	76,0	76,4	80,1	64,3	69,3	0
A	4,2	10,5	11,8	6,0	3,6	9,3	2,5	8,5	10,1	1,4	8,1	10,9	3,4
C	1,0	0,5	0,5	3,6	8,6	0,9	8,9	0,5	1,3	5,0	0,6	0,7	9,5
Fm	14,8	9,0	7,7	12,4	7,8	9,8	8,6	11,0	8,6	13,6	11,3	8,4	7,1
n	0,5	1,2	1,3	4,2	3,8	1,0	4,1	0,3	1,2	2,0	0,5	3,1	4,3

	101.	92.	7.	105.	41.	97.	106.	98.	114.	113.	40.	39.
SiO_2	85,51	77,08	86,65	69,79	86,28	52,09	71,92	60,79	93,65	94,26	92,08	94,37
Al_2O_3	9,30	8,99	8,80	8,31	6,95	6,41	6,19	5,49	5,26	4,49	4,24	4,09
Fe_2O_3	0,54	1,69	2,04	1,67	2,12	1,37	0,93	1,09	0,30	0,46	1,47	0,86
FeO	—	4,34	—	0,66	—	0,52	0,19	0,67	—	—	—	—
MgO	1,95	3,29	1,04	7,79	1,81	15,05	6,71	13,08	0,21	0,44	0,87	0,43
CaO	0,03	1,32	0,19	7,68	0,72	21,58	11,10	15,68	0,39	0,25	0,35	0,12
Na_2O	0,01	0,51	0,11	1,17	0,67	1,04	0,85	1,09	—	—	0,17	0,15
K_2O	2,79	2,86	1,17	2,94	1,45	1,94	2,12	2,06	0,18	0,09	0,83	0,62
Al	69,6	47,8	83,3	0	59,1	0	0	0	89,2	92,4	68,2	78,2
A	9,7	4,4	4,1	3,5	5,0	1,4	2,6	1,9	2,4	1,1	4,1	5,4
C	0,1	1,7	0,7	6,6	1,7	10,1	9,8	9,0	5,1	3,2	1,5	0,8
Fm	10,2	13,9	15,2	9,9	13,3	8,5	7,6	9,1	12,5	15,7	14,4	13,8
n	0	1,3	0,9	2,8	3,1	3,5	2,8	3,4	0	0	1,7	2,0

Tabelle VI. Tone mit Kalivormacht. Mangelnder Tonerdeüberschuß ist stets mit hohem C verknüpft. C bleibt aber verhältnismäßig hoch in all den Fällen, wo der Tonerdeüberschuß unter 60% zurückgeht; n bleibt in den allermeisten Fällen weit unter 5 zurück. Niedriges n und hohes A geht meist mit erheblichem Magnesiumgehalt Hand in Hand, aber auch mit hohem C ist gern hoher Magnesiumgehalt (als Carbonat) verknüpft. Manche Gesteine sind ausgezeichnet durch ihre geringen Mengen von Alkalien und alkalischen Erden. Sie sind offenbar frisch verwittert, darum ist bei ihnen auch zumeist der Tonerdeüberschuß gegen 90%, wofern nicht große Mengen von Calciumcarbonat vorhanden sind. Der Eisenoxydgehalt ist durchweg sehr hoch, und mit ganz wenigen Ausnahmen gar kein Eisenoxydul vertreten. Ist das letztere vorhanden, so erreicht es fast nie die Menge des Eisenoxyds. Mit erheblichem Gehalt an Eisenoxydul ist geringer Tonerdeüberschuß verknüpft, was auf unverwittertes Material hinzuweisen scheint.

Tab. VIa.

	127.	128.	129.	130.	131.	132.	133.	134.	135.	136.	137.
SiO_2	68,92	70,15	72,32	71,38	79,10	65,22	62,98	79,45	78,67	80,34	63.81
Al_2O_3	29,06	26,01	25,14	21,07	19,56	19,43	18,44	17,01	15,92	13,74	12,50
Fe_2O_3	0,71	0,82	0,42	4,46	0,74	6,99	7,95	—	1,25	3,31	2,55
FeO	—	—	—	—	—	—	—	2,32	—	—	1,48
MgO	—	1,25	1,56	—	—	2,93	3,73	—	0,77	0,45	7,91
CaO	0,22	0,39	—	0,50	—	3,41	3,36	—	0,32	0,46	7,05
Na_2O	0,24	0,39	—	1,26	0,16	0,54	1,05	0,04	1,05	0,45	0,76
K_2O	0,84	0,98	0,55	1,32	0,44	1,48	2,48	1,18	1,99	1,27	3,92
Al	95,5	93,2	97,8	85,4	96,9	72,0	62,6	92,8	78,9	84,1	6,2
A	8,4	6,1	3,8	3,0	4,6	1,9	2,8	6,9	9,6	4,0	3,6
C	1,8	1,7	0	1,0	0	3,2	2,7	0	1,0	0,1	5,5
Fm	9,8	12,2	16,2	15,9	15,4	14,9	14,5	13,1	9,4	14,9	10,9
n	2,2	2,8	0	4,9	2,7	2,7	3,0	0,3	3,5	2,6	1,6

	138.	139.	140.	141.	142.	143.	144.	145.	146.	147.
SiO_2	63,53	78,60	75,04	83,31	80,56	62,85	80,17	81,70	60.19	27,22
Al_2O_3	12,32	11,39	11,29	11,17	10,86	10,74	10,45	9,89	7,11	4,67
Fe_2O_3	3,20	1,34	4,07	3,66	2,66	3,12	2,90	1,81	0,69	1,11
FeO	1,46	2,24	—	—	0,56	—	—	—	0,76	0,77
MgO	12,55	3,05	4,17	—	2,28	6,49	3,58	1,50	11,74	33,47
CaO	2,64	1,11	1,84	—	0,75	9,92	0,22	1,94	17,03	31,07
Na_2O	0,79	0,73	0,64	0,21	0,79	3,13	0,42	0,51	0,83	0,54
K_2O	3,52	1,52	2,95	2,15	1,54	3,76	2,25	2,65	1,65	1,13
Al	43,6	70,5	51,9	78,9	71,7	0	72,3	48,4	0	0
A	3,2	4,1	4,2	5,3	4,4	4,8	4,7	6,4	1,5	0,5
C	2,0	2,0	2,2	0	1,4	6,8	0,2	3,9	10,2	9,0
Fm	14,8	13,9	13,6	14,7	14,2	8,4	15,1	9,7	8,3	10,5
n	1,8	3,2	1,8	0,9	3,4	4,5	1,6	1,6	3,4	3,2

Tab. VII. Glazial und Löß mit K-Vormacht.

	12.	50.	109.	108.	118.	91.	107.	110.
SiO_2	71,07	78,26	76,02	79,37	80,78	75,02	79,16	80,59
Al_2O_3	14,76	11,59	11,49	9,11	8,98	7,23	7,12	7,00
Fe_2O_3	1,79	1,33	2,44	1,61	1,96	1,13	1,11	1,10
FeO	2,11	0,82	0,37	0,98	—	0,49	0,30	0,46
MgO	2,91	1,68	2,99	1,87	1,57	6,39	1,29	1,93
CaO	1,34	1,33	3,70	2,81	1,37	6,70	7,43	5,68
Na_2O	2,34	2,31	1,17	1,88	2,67	1,51	1,62	1,42
K_2O	3,67	2,67	1,82	2,29	2,67	1,52	2,02	1,82
Al	50,2	45,6	41,8	23,3	25,3	0	0	0
A	7,7	8,9	4,1	6,5	9,0	3,2	5,0	4,9
C	1,7	2,4	5,2	4,5	2,4	7,2	10,1	8,5
Fm	10,6	8,7	10,7	9,0	8,6	9,6	4,9	6,6
n	3,9	4,6	4,0	4,5	5,0	5,0	4,4	4,4

Tabelle VII. Löß- und Glazialtone mit Kalivormacht. n ist verhältnismäßig höher als bei den Gesteinen der Tabelle VI, der Tonerdeüberschuß dagegen wesentlich geringer. Nur bei großem C ist der Tonerdeüberschuß Null. A ist im allgemeinen höher als bei Tabelle VI,

Fm dagegen niedriger. Alle Gesteine sind verhältnismäßig reich an Alkalien und alkalischen Erden. Fast überall zeigen sich (wo bestimmt) erhebliche Mengen von Eisenoxydul, die in keiner direkten Beziehung mit dem Tonerdeüberschuß zu stehen scheinen. Diese Erscheinungen weisen untrüglich auf größere Mengen unverwitterten Materials hin.

Tab. VIIa. Löß mit K-Vormacht.

	167.	154.	155.	156.	157.	158.	159.	173.	160.	161.
SiO_2	56,64	87,89	84,66	66,59	70,44	66,43	76,57	77,56	62,18	62,85
Al_2O_3	9,99	6,84	6,62	5,94	5,49	5,19	5,11	4,94	4,66	4,39
Fe_2O_3	1,45	0,96	2,41	2,36	1,43	1,06	1,77	1,29	1,59	1,59
FeO	—	—	—	—	0,21	0,78	—	—	—	—
MgO	1,75	0,83	1,15	5,66	4,11	4,59	3,70	2,58	5,98	5,60
CaO	28,43	0,71	0,84	17,09	16,80	17,67	10,02	10,34	23,14	23,01
Na_2O	0,75	1,07	1,42	0,99	0,36	1,49	1,16	1,45	1,21	1,28
K_2O	0,99	1,69	2,88	1,36	1,18	2,78	1,66	1,83	1,25	1,28
Al	0	49,3	22,4	0	0	0	0	0	0	0
A	1,0	9,2	10,0	1,6	1,2	2,9	2,9	3,5	1,4	1,5
C	16,5	2,3	1,9	11,7	13,3	12,2	10,1	11,2	13,5	13,5
Fm	2,5	8,5	8,1	6,7	5,5	4,9	7,0	3,5	5,1	5,0
n	4,3	3,9	3,3	4,2	2,3	3,5	4,1	4,4	4,9	5,0

Tab. VIII. Tonschiefer und Ähnliches mit K-Vormacht.

	86.	87.	88.	18.	84.	60.	19.	76.	54.	77.	75.	68.	70.
SiO_2	62,82	66,57	67,73	74,27	64,80	70,17	66,86	70,76	68,53	69,91	70,57	75,68	71,32
Al_2O_3	25,70	18,54	18,45	16,34	16,11	15,67	15,58	15,53	15,42	13,27	13,05	13,04	12,75
Fe_2O_3	—	0,86	5,45	1,17	—	2,39	5,84	—	0,48	1,31	0,50	2,67	1,31
FeO	3,91	6,04	—	0,46	8,81	1,64	4,35	5,90	5,76	5,62	6,49	2,31	5,45
MgO	1,64	5,83	4,09	2,47	3,83	4,39	2,53	3,57	5,04	4,80	3,89	1,95	4,08
CaO	—	0,27	0,41	0,17	1,34	2,18	0,41	0,51	0,65	0,77	0,53	0,61	0,42
Na_2O	0,05	0,58	1,41	0,64	0,86	1,00	0,46	0,97	1,57	1,35	2,15	1,22	1,79
K_2O	5,79	1,26	2,45	4,49	2,65	2,58	3,96	2,75	2,56	2,98	2,82	2,53	3,07
Al	77,1	88,6	76,9	67,6	69,9	63,2	69,0	72,8	69,0	61,6	57,9	66,6	58,6
A	10,3	2,4	4,2	9,9	4,0	4,5	4,0	5,4	5,0	4,8	5,9	5,6	5,7
C	0,0	0,4	0,5	0,4	1,5	2,7	0,4	0,8	0,8	0,9	0,7	0,9	0,4
Fm	9,7	17,2	15,3	9,7	14,5	12,8	15,6	13,8	14,2	14,3	13,4	13,5	13,9
n	0,1	3,1	3,9	1,2	2,4	2,8	1,0	2,6	3,8	3,1	4,3	3,2	3,7

	71.	80.	57.	72.	85.	69.	27.	22.	26.	81.	73.	59.	21.
SiO_2	70,49	76,91	76,16	70,45	65,75	72,87	72,29	69,80	72,90	72,16	70,96	69,66	77,98
Al_2O_3	12,58	12,11	11,86	11,71	11,32	11,30	11,18	11,04	10,55	10,55	10,41	10,38	10,22
Fe_2O_3	0,55	3,83	4,54	0,23	—	1,82	2,29	0,77	0,59	4,03	0,55	0,58	1,65
FeO	6,69	—	—	6,02	8,47	2,67	2,50	3,32	5,19	—	4,66	2,88	3,08
MgO	4,37	4,65	2,57	5,64	6,36	5,12	5,37	5,20	5,44	7,61	5,99	7,02	3,64
CaO	0,70	1,48	1,25	1,60	4,61	0,63	0,90	5,57	0,96	2,68	2,78	4,13	0,23
Na_2O	1,76	—	0,60	1,54	0,86	1,44	1,71	1,55	1,28	—	1,28	0,48	0,32
K_2O	2,85	1,52	3,02	2,82	2,65	4,16	3,76	2,75	3,11	2,97	3,37	4,87	2,95
Al	57,8	75,2	58,9	49,1	28,3	44,8	43,0	10,6	49,3	46,4	28,6	8,7	65,8
A	5,3	2,2	4,6	4,8	3,0	6,5	6,0	4,4	5,2	2,9	4,9	5,2	5,0
C	0,8	2,2	1,6	1,8	4,1	0,7	0,9	5,6	1,4	2,6	2,9	4,1	0,3
Fm	13,9	15,6	13,8	13,4	12,9	12,8	13,1	10,0	13,4	14,5	12,2	10,7	14,7
n	3,8	0	1,6	3,5	2,4	2,6	3,1	3,6	2,9	0	2,8	0,9	1,0

	74.	65.	14.	52.	15.	66.	16.	24.	56.	23.	55.	53.
SiO_2	76,97	49,76	77,96	78,17	67,50	81,76	76,37	74,41	73,90	75,36	69,58	50,32
Al_2O_3	9,39	9,33	8,93	8,54	8,12	8,03	7,28	6,91	6,64	6,33	5,32	1,92
Fe_2O_3	0,34	0,99	2,32	2,44	1,56	2,75	0,62	0,77	1,68	0,47	17,57	8,93
FeO	4,46	3,70	1,15	1,20	1,41	1,06	3,58	1,14	1,39	1,02	1,09	29,62
MgO	4,01	28,80	5,48	5,62	11,42	2,27	7,65	8,77	9,25	8,42	1,93	7,47
CaO	0,76	5,65	0,14	0,32	6,52	0,48	1,72	5,01	4,37	5,55	0,24	1,09
Na_2O	1,52	0,69	0,75	0,69	0,60	0,83	0,84	0,26	0,22	0,24	0,41	0,12
K_2O	2,54	1,08	3,26	3,04	2,87	2,79	2,02	2,71	2,54	2,62	3,86	0,54
Al	48,7	20,5	53,5	52,6	0	49,1	37,1	0	0	0	15,2	8,9
A	5,8	0,8	5,4	4,9	2,7	5,9	3,4	3,1	2,7	3,1	2,1	0,2
C	1,1	2,8	0,1	0,4	5,1	0,7	2,0	5,2	4,2	5,9	0,2	0,4
Fm	13,1	16,4	14,5	14,7	12,2	13,4	14,6	11,7	13,1	11,0	17,7	19,4
n	3,7	4,0	1,9	1,8	1,7	2,3	3,0	0,9	0,8	0,8	1,0	1,8

Tabelle VIII. Tonschiefer usw. mit Kalivormacht. n bleibt zumeist weit unter 5, und dabei ist A im Durchschnitt höher, als bei Tabelle VI. Der Tonerdeüberschuß verschwindet nur bei hohem Kalkgehalt oder ist in diesem Falle niedrig. Wenn C nicht über 2,5 geht, beträgt der Tonerdeüberschuß immer über 50%. Über 70% Tonerdeüberschuß ist selten und dann stets mit hohem Magnesiumgehalt gepaart. Der Magnesiumgehalt ist durchschnittlich höher als bei den Tonen der Tabelle VI. Wird n gleich Null, so ist der Magnesiagehalt stets sehr groß. Das Eisenoxydul erscheint im allgemeinen gegenüber dem Oxyd reichlich.

Grauwacken mit K-Vormacht.

	Tab. IX.		Tab. IXa.	
	121.	120.	183.	184.
SiO_2	83,43	89,87	78,22	87,72
Al_2O_3	3,61	3,57	10,44	3,41
Fe_2O_3	—	—	2,84	3,21
FeO	3,42	3,87	—	—
MgO	2,51	0,91	4,59	2,53
CaO	6,41	0,65	0,51	0,87
Na_2O	0,32	0,27	1,15	0,83
K_2O	0,32	0,88	2,25	1,43
Al	0	50,0	62,6	8,2
A	1,0	3,5	5,0	4,0
C	9,9	2,0	0,8	1,5
Fm	9,1	14,5	14,2	14,5
n	5,0	2,4	3,4	3,7

Tabelle IX. Grauwacken mit Kalivormacht. n ist schwankend. Bei niedrigem n ist ein verhältnismäßig großer Tonerdeüberschuß vorhanden, wenn nicht gleichzeitig großes C zugegen ist. A ist im allgemeinen klein, und der Eisenoxydulgehalt hoch. Das sind Verhältnisse, wie sie für unverwittertes Material charakteristisch sind. Es nähern sich diese Gesteine mit Kalivormacht jedoch mehr den Lössen, d. h. sie sind stärker zersetzt als die mit Natronvormacht.

Wir wollen uns nun in Hinsicht auf diese Verhältnisse einen Augenblick mit den Eruptiven befassen, indem wir Osanns (15) Analysentabellen zu Hilfe nehmen. Von 207 Tiefengesteinen haben nur 24, also 11,6%, von 403 Ergußgesteinen nur 57, also 14,1% und von 160 Ganggesteinen nur 14, also 8,8% einen Kaliüberschuß, von der Summe sämtlicher Analysen also nur 12,34%, während von unseren Sedimenten 76% Kalivormacht oder gar kein Alkali haben. — Bei den Eruptiven zeigen von den Tiefengesteinen nur 33 oder 16%, von den Ergußgesteinen 46 oder 11,4%, von den Ganggesteinen 11 oder 7%, von der Gesamtzahl nur 11,7% einen Tonerdeüberschuß, der aber nur in 31 Fällen, d. h. bei 4% der Analysen 5% übersteigt. Von diesen 31 Fällen scheiden aber noch 5 (An. 11, 30, 104, 203, 205) von den Tiefengesteinen und 1 (An. 125) bei den Ganggesteinen aus, bei denen der Tonerdeüberschuß nach Osann als sekundär leicht erklärlich ist. Es verbleiben also noch 25 Analysen, d. i. etwa 3% mit Tonerdeüberschuß, und auch darunter dürften manche sein, deren Al-Überschuß durch Verwitterung zu erklären ist. Bei den Sedimenten haben hingegen nur 22, d. i. nur 17,6% einen unter 5% betragenden Tonerdeüberschuß, bei 82,4% ist er höher, und zwar mit Ausnahme von einer Analyse bei den Tonen mit Natronvormacht mit 5,2%, einer bei den Tonschiefern mit Natronvormacht mit 9,4%, vier Analysen bei den Tonschiefern mit Kalivormacht mit 9; 15; 8,7; 10,6% überall höher als 16%. Die geringeren Tonerdeüberschüsse treten überhaupt hauptsächlich bei an sich geringem Tonerdegehalt auf. Ferner ist geringer Tonerdeüberschuß fast stets mit großem C (oder auch Magnesia) als Carbonat verknüpft, wie aus nebenstehender Tabelle ersichtlich ist.

Anal.	Al.	C.	An.	Al.	C.	An.	Al.	C.	An.	Al.	C.
Tab. I.			Tab. IV.			Tab. VI.			Tab. VIII.		
29	28,4	18,9	62	0	13,1	97	0	10,1	23	0	5,9
30	65,6	20	78	0	9,9	106	0	9,8	24	0	5,2
5	60,1	5,6	61	0	7,8	90	0	9,5	15	0	5,1
			79	0	6,9	98	0	9,0	56	0	4,2
			64	9,4	3,5	2	0	8,9	59	8,7	4,1
			82	42,6	3,2	105	0	6,6	22	10,0	5,6
Tab. II.			63	40,1	2,9	28	33,3	11,2	65	20,5	2,8
1	0	7,2	25	48,6	2,3	92	47,8	1,7	85	28,3	4,1
49	5,3	5,1				10	52,7	1,9	73	28,6	2,9
47	16,2	4,5				51	57,7	3,6	16	37,1	2,0
48	24,5	5,1				41	59,1	1,7	27	43,0	0,9
93	44,9	2,2							69	44,8	0,7
						Tab. VII.			81	46,4	2,6
						107	0	10,1			
			Tab. V.			110	0	8,5			
			122	0	3,6	91	0	7,2	Tab. IX.		
Tab. III.			126	20,7	2,3	108	23,3	4,5			
37	0	9,3	124	27,1	1,6	118	25,3	2,4	121	0	9,9
99	39,4	4,4	125	34,2	1,4	109	41,8	5,2	122	50,0	2,0

Bei den Eruptiven mit mehr als 5% Tonerdeüberschuß ist noch eine andere zu den Sedimenten gegensätzliche Tatsache zu bemerken, nämlich das Verhältnis der Summe der Alkalien zur Tonerde. Unter den Tiefengesteinen haben 13, also 6,2%, unter den Ergußgesteinen 14, also 3,4% und unter den Ganggesteinen 4, also 2,5%, einen über 5% betragenden Tonerdeüberschuß. Von den ersteren haben nur 4, also noch nicht 2% $2(K_2O+Na_2O) < Al_2O_3$, und unter diesen ist nur ein einziges mit Kalivormacht, während eines alkalifrei ist. Von den Ergußgesteinen sind es 5 Analysen, also 0,8%, bei denen $2(Na_2O+K_2O) < Al_2O_3$ ist, und alle haben Natronvormacht. Bei den hierhergehörigen Ganggesteinen ist bei einem einzigen also bei 0,6% $2(K_2O+Na_2O) < Al_2O_3$; es hat Kalivormacht. Bei den Sedimenten haben nur 16 Analysen, also etwa 13% $2(K_2O'+Na_2O) < Al_2O_3$, und unter diesen sind 5, also 4% aller, Grauwacken, die ja im wesentlichen aus unverwittertem Eruptivmaterial bestehen. Es wird aber auch noch das kontaktmetamorphe Gestein Nr. 61, sowie 78 ein stark veränderter Kalkschiefer, 67 ein verkieselter Schieferton und 55 ein Eisenstein auszuschalten sein. Von den verbleibenden Gesteinen haben die An. 49, 64, 118, 59 einen über 5% betragenden Tonerdeüberschuß, drei 90, 98, 107 sind durch Kalivormacht neben großem Gehalt an alkalischen Erden als Sedimente charakterisiert.

Wir werden nachher sehen, wie man auf Grundlage dieser Verschiedenheiten eine Projektion der Analysen der Sedimente und Eruptiven zustande bringen kann, welche die Gesteine von zweierlei Entstehungsart fast ganz voneinander scheidet.

Zuvor aber sei es gestattet, noch einmal in kurzen Zügen das Zustandekommen der Eigentümlichkeiten der tonigen Sedimente zu schildern: Diese Gesteine sind ja im Grunde nichts weiter als die Verwitterungsprodukte der Eruptiven. Deren Verwitterung verläuft nun so, daß zunächst ein Verlust an alkalischen Erden und gleichzeitig eine Oxydation des Eisenoxyduls eintritt. Erst später tritt der Verlust der Alkalien auf, und zwar so, daß im ersten Falle das Magnesium (vgl. Schering 17), im zweiten das Kali am langsamsten verschwindet. Mit der Abnahme der alkalischen Erden und Alkalien tritt auch eine Hydratisierung der vorhandenen Silicate, bzw. der Kieselsäure ein. Somit kommt es bei weiter fortgeschrittenen Stadien der Zersetzung einerseits zur Bildung von Alkali- und Erdalkalisalzen, die gelöst mit dem gebildeten Kieselsäuresol weggeführt werden, und andererseits zu einem Rückstand mehr oder minder hydratisierter, teils lyophober kolloider, teils krystalloider Verwitterungssilicate, die im wesentlichen frei von Alkalien und Erdalkalien sind und fast nur aus Kieselsäure und Aluminiumoxyd (also Ton, Laterit usw.) bestehen, aber mit dem neugebildeten Eisenhydroxyd gemengt sind. Diese Vorgänge verlaufen wie geschildert natürlich nur bei der Einwirkung kohlensäure- und sauer-

stoffhaltiger Gewässer, und man hat dabei in der unten angeführten Reihenfolge (Clarke 6) zu erwarten:

Anreicherung	Verarmung
an H_2O	an FeO
Al_2O_3	CaO
Fe_2O_3	Na_2O
SiO_2	MgO
	K_2O
	SiO_2

Alle Teile, ob kolloid oder krystalloid, sind von außerordentlicher Feinheit. Wir sehen hierbei natürlich ab von unzersetzten oder unzersetzbaren (Quarz) Mineralien. Erfolgt nun Transport und Wiederabsatz, so hat man zu unterscheiden zwischen Wind- und Wassertransport und bei dem letzteren noch zwischen Süßwasser und Salzwasser. Windtransport führt zwar zu einer Saigerung nach der Korngröße, aber nicht zu einer Änderung des chemischen Bestandes, wofern nicht Staubteilchen verschiedener Herkunft gemischt werden, was natürlich bei weitem Transport leicht eintritt. Anders ist es mit Wassertransport, bei dem ebenfalls eine Saigerung nach der Korngröße eintritt.

Im Süßwasser, will sagen sehr salzarmen Wasser, erfolgt der Absatz feinsten Sandes getrennt, früher als der der Tonpartikelchen, im Salzwasser fallen sie durch Koagulation gleichzeitig aus. Beim Ausfallen des krystalloiden Sandes werden aber kolloide Substanzen adsorbiert, die teils organischer, teils unorganischer Natur sein können. In gleicher Weise werden aber von den kolloiden Verwitterungssilicaten gelöste Krystalloide adsorbiert, und zwar in erster Linie Kalium, dann Magnesium, dann Calcium und endlich Natrium. Natürlich hängt die Menge der adsorbierten Metalle auch von der Konzentration in der Lösung ab, aber die Auslese findet sehr stark zugunsten des Kaliums statt. Es scheint, daß beim Fossilisationsprozeß dieser Vorgang seine Fortsetzung findet, daß immer mehr das Natrium und Calcium durch Kalium ersetzt werden. Bis zu welchem Stadium dies geht, d. h. wann das Sediment an Kalium gesättigt ist, kann heute noch nicht mit Sicherheit gesagt werden, doch zeigen bei den Gesteinen mit Kalivormacht insbesondere die Tonschiefer gar häufig, ja zum größten Teil zwischen Alkali und Tonerde annähernd das Verhältnis 1 : 2 bis 1 : 3, wie wir es von den Glimmern kennen. Damit geht beim Altern offenbar häufig ein Verlust des Calciumcarbonates durch Auslösung konform. Weiter tritt beim Altern vielleicht infolge der Gegenwart organischer Kolloide wieder eine Anreicherung des Eisenoxyduls gegenüber dem Eisenoxyd ein, da ja das einsinkende Wasser schon in geringer Tiefe frei von Sauerstoff ist (Clarke 6). Endlich wird wohl mit dem Altern ein Übergang aus dem kolloiden in den krystalloiden Zustand verknüpft sein, wodurch eine Verhärtung des Sedimentes bedingt wäre. Dieser Vorgang kann sich schneller

oder langsamer vollziehen je nach Art der Kolloide, nach den Druck- und Temperaturverhältnissen; er kann aber auch eine Verzögerung erfahren, wenn Schutzkolloide vorhanden sind, oder Durchtränkung mit peptisierenden Lösungen stattfindet.

Es erübrigt eigentlich, noch ein Wort darüber zu sagen, daß die Sedimente aus mehr oder weniger zersetztem Eruptivmaterial bestehen können, daß gleichzeitiger Absatz verschieden gebildeter Produkte stattfinden kann, daß wieder aufbereitete fossile Sedimente aufs neue einen analogen Prozeß durchmachen, daß endlich die Disharmonie zwischen dem Mengenverhältnis der Alkalien im Meerwasser und in den Salzlagern einerseits und in den Eruptiven andererseits in dem Verhalten der Tongesteine ihre Erklärung findet.

Kehren wir nun zurück zu den Eigenschaften, in denen sich die Sedimente von den Eruptiven unterscheiden, so sehen wir folgendes:

Sedimente:	Eruptive:
1) meist mehr als 5% Tonerdeüberschuß,	1) meist weniger als 5% Tonerdeüberschuß,
2) meist Kalivormacht,	2) meist Natronvormacht,
3) bei Kalivormacht und mangelndem oder kleinem Tonerdeüberschuß großes C und stets $2(K_2O + Na_2O) \leqq Al_2O_3$,	3) bei Kalivormacht und mangelndem oder kleinem Tonerdeüberschuß kleines C und stets $2(K_2O + Na_2O) > Al_2O_3$,
4) bei Natronvormacht und mangelndem oder kleinem Tonerdeüberschuß meist sehr großes C und $Al_2O_3 < CaO$.	4) bei Natronvormacht und mangelndem oder kleinem Tonerdeüberschuß meist kleineres C und stets $Al_2O_3 > CaO$.

Diese Verhältnisse gestatten eine auch anderwärts von mir schon ähnlich wiedergegebene Projektion der Analysenresultate[1]) (13), die eine fast reinliche Scheidung der tonigen Sedimente von den Eruptiven herbeiführt.

Man legt zwei gleichseitige Dreiecke mit einer Seite aneinander und bezeichnet die eine der beiden zusammenfallenden Ecken mit A (Alkalien), die andere mit C (Kalk) und die dritten nicht zusammenfallenden Ecken mit Fm (Eisen + Magnesium). Wir verwenden als Werte A, C, Fm, die in den Tabellen I—IX berechneten und wiedergegebenen Zahlen und berechnen sie ähnlich für die Eruptiven. Hierauf tragen wir in das eine, oben liegende Dreieck alle Analysen mit Kalivormacht ein, bei denen zugleich $2(K_2O + Na_2O) \leqq Al_2O_3$ ist, von den Gesteinen mit Natronvormacht hingegen nur diejenigen, welche einen über 5% betragenden Tonerdeüberschuß haben, und von den Gesteinen ohne Tonerdeüberschuß nur diejenigen, bei denen $Al_2O_3 < CaO$ und $C > 9$ ist.

Bezeichnet man weiterhin dann alle Gesteine mit Natronvormacht durch ein Kreuz, die mit Kalivormacht durch einen Punkt, Tonüberschuß durch einen Ring, so erhalten wir eine gute Übersicht über die

[1]) Vgl. auch Verhandl. d. Ges. d. Naturforscher und Ärzte 1912.

chemischen Verhältnisse der Sedimente einerseits und über deren Vergleich mit den Eruptiven andererseits.

Die Eruptiven füllen im wesentlichen die drei Felder des unteren Dreiecks, welche an der Ecke Fm und zwischen dieser und A gelegen sind aus, und nur die Anorthosite liegen an C zwischen Fm und C. Die Sedimente hingegen liegen mit ganz wenigen Ausnahmen in dem oberen Dreieck, und zwar erfüllen sie im wesentlichen die beiden Felder an der Fm-Ecke, nur die carbonatreichen Gesteine rücken in die beiden zwischen Fm und C gelegenen Felder. Die wenigen Sedimentanalysen, welche in das Dreieck der Eruptiven entfallen, sind entweder tuffogene Sedimente oder unvollkommene zersetzte Eruptive (roter Tiefseeton, Grauwacken, Löße). Mit dem Hinrücken der Eruptiven gegen die C-Ecke nimmt die Tonerde sehr stark zu, mit dem Hinrücken der Sedimente gegen die C-Ecke nimmt dagegen der Tonerdegehalt sehr stark ab.

Es sei mir noch gestattet, mit wenigen Worten auf die Beziehung dieser Projektion zu den metamorphen Sedimenten hinzuweisen. Gesteine mit Tonerdeüberschuß werden Neigung haben, Aluminiumsilicate zu bilden, Gesteine, welche den Feldern zwischen Fm und A angehören, werden Alkali- und Erdalkali-Aluminiumsilicate zu enthalten vermögen, Gesteine, welche sich in den Feldern an der Linie Fm—C befinden, werden reine Erdalkali- und Eisensilicate oder -carbonate beherbergen.

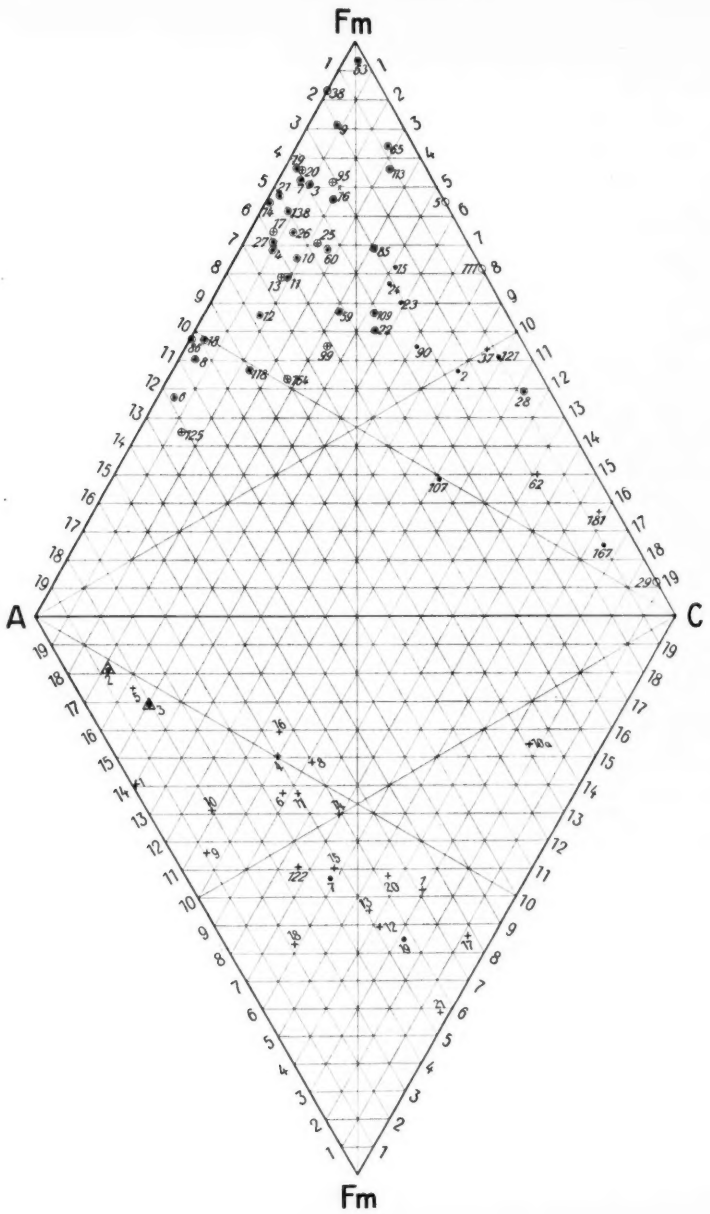
Erst nachdem die vorliegende Arbeit fast vollendet war, kamen mir Bedenken wegen der verhältnismäßig geringen Anzahl der Analysen, und so habe ich noch mehr als 70 zusammengestellt und zu meiner Freude gesehen, daß eine völlige Übereinstimmung mit dem vorher Gefundenen stattfand. Diese nachträglich aufgenommenen Analysen sind in den oben angeführten statistischen Zusammenstellungen nicht enthalten und darum den entsprechenden Tabellen als IIa usw. beigegeben.[3]

Erklärung zur umstehenden Projektion.

Soweit nicht durch das Obige bereits eine Erklärung gegeben ist, sei nachfolgendes bemerkt: Die Zahlen der Sedimentanalysen sind kursiv (nach rechts geneigt), die der Eruptiven nach links geneigt. Tonerdeüberschuß ist bei den Sedimenten durch einen Ring, bei den Eruptiven durch ein Dreieck kenntlich gemacht. Ein Punkt bei der Zahl bedeutet Kalivormacht, ein Kreuz Natronvormacht, weder Punkt, noch Kreuz im Ring ein alkalifreies toniges Sediment.

Die Analysenzahlen bei den Sedimenten beziehen sich auf die beigefügten Tabellen I—IX, die der Eruptiven auf Osanns Zusammenstellung der Tiefengesteine, und zwar die Nummern 1—21 in der Projektion auf die Nummern 1, 11, 21, 31 usw. je um 10 mehr bei Osann, Nummer 16a ist An. 149 bei Osann. So sind 1—5 Granite, 6—8 Syenite, 9—11 Eläolithsyenite usw., 12—15 Diorite, 16, 16a Anorthosite, 17 Gabbro, 18—20 Theralith, Essexit usw., 21 Pyroxenit.

A + Fm + C = 20. A = Alkalien, C = Kalk, Fm = Eisenoxydul + Magnesia.


Fm
A
C
Fm

Analysenverzeichnis.

1. Roter Tiefseeton. Mittel aus 51 Anal. nach Abzug des wasserlöslichen Anteils. Clarke, S. 231.
2. Terrigener Ton aus Tiefen von 240—2120 Faden. Mittel aus 52 Anal. nach Abzug des wasserlöslichen Anteils. Clarke, S. 231.
3. u. 4. Toniger Rückstand aus einem Kalkstein, Lexington, Virg., und Staunton, Virg., Clarke, S. 222.
5. Ton, Hamilton Co. Flor. S. 222.
6. Kaolin, Greenville, Alab., S. 223.
7. Ton, Scoopa, Mississ. S. 224.
8, 9. Ton, Johnston quadrangle Penns. S. 221.
10. Ton, South Windsor, Conn. S. 220.
11. Ton, West Hartford, Conn. S. 220.
12. Glazialton, Still river, Mass., S. 219.
13. Ton, Haydens Point, Maine, S. 219.
14—16. Tonschiefer, Hampton Village, Granville und Janesville, N. Y. S. 212.
17. Virginiaschiefer, Minnes. S. 215.
18. Schieferton, Mansfield, Michig. S. 215.
19, 20. Schiefer, Penokeeserie, Wisc. S. 215.
21. Pink-Schiefer Menomineedistrict, Mich. S. 215.
22. Schiefer, Hazell dell quarry, Pens. S. 213.
23. Grüne Schmitzen im roten Schiefer 56. S. 213.
24. Purpurne Streifen im Vorhergehenden. S. 213.
25. Schieferton, Bayley Canyon, Calif. S. 218.
26, 27. Schiefer, Poultney und Castleton, Vermont. S. 211.
28. Ton, Charleston, S. Carol. S. 222.
29—35. Ton, Melborne Creek, Tampa, Lakeland, Lake Co., Bartow, Junction und Ocala, Florida. S. 222, 223.
36. Toniger Rückstand aus Dolomit, Morrisville, Alab. S. 224.
37. Löß. Vicksburg, Mississ. S. 224.
38. Ton, Scooba, Mississ. S. 224.
39—41. Ton, Anne Arundel Co. (Severn riv.), Anne Arundel Co. (Magothy riv.), Fort Washington Bluff, Maryl. S. 221.
42, 43. Northumberland Co, Penns. S. 221.
44. Ton aus Sericitschiefer entstanden. South Mountain, Penns. S. 221.
45, 46. Ton, Johnston quadrangle, Penns. S. 221.
47—49. Ton, Berlin, Newfield, New Haven, Conn. S. 220.
50. Glazialton, Lancaster, Mass. S. 219.
51. Ton, Thomaston brick yard, Maine. S. 219.
52. Tonschiefer, Granville, N. Y. S. 212.
53. Eisensteinschiefer, Mossmine, Mesabi Distr. Minnes. S. 216.
54. Schiefer der Pennokeeserie, Wisc. S. 215.
55. Schiefer, vulk. Eisenform., Mennominee distr. Michig. S. 215.
56. Roter Schiefer, Raceville, N. Y. S. 213.
57. Schieferton, Dry Gap, Georg. S. 214.
58. Schieferton, Hermosa, N. Mex. S. 214.
59. Tonschiefer, Longfellow mine, Ariz. S. 217.
60. Tonschiefer, Cherokee Co., Alab. S. 214.
61. Tonschiefer, (Contact mit Peridotit), Elliot Co., Kennt. S. 214.
62. Schieferfragment aus dem Peridotit, Elliot Co., Kennt. S. 214.
63—65. Schieferton, Bayley Creek und Arroyo del Cerro, Calif. S. 218.
66. Tonschiefer, Bayley Creek, Calif. S. 218.
67, 68. Schieferton, Bayley Creek (verkieselt) und Mariposa Co., Calif. S. 218.
69—75. Tonschiefer, S. Poultney, Benson, Pawlet, Poultney, Vermont. S. 211.

76, 77. Tonschiefer, Guilford, Hydeville, Vermont. S. 212.
78. Kalkmergel, Arroyo del Cerro, Calif. S. 218.
79. Schieferton, Arroyo del Cerro, Calif. S. 218.
80—88. Tonschiefer, Lehesten (Thür.), Goslar (Harz), Prag, Wales, Kingsey (Can.), Christiania, Siegen, Hasselfelde (Harz), Steinach (Thür.), F. ZIRKEL, III, 750.
89, 90. Ton, Henry Co., Illin. S. 225.
91. Löß, Galena, Ill. S. 225.
92. Ton, N. Ulm, Minnes. S. 225.
93, 94. Ton, Dodgeville, Wisc. S. 225.
95, 96. Ton, Cobb, Wisc. S. 225.
97, 98. Milwaukee, Misc. S. 225.
99. Löß, Kansas City, Miss. S. 226.
100—104. Tone, Hot Springs, Arkansas. S. 226.
(104 aus Versehen noch einmal als 119 aufgeführt.)
105, 106. Ton, New Castle, Spearfish, S. Dakota. S. 227.
107. Löß, Cheyenne, Wyom. S. 227.
108—110. Löß, Denver, Highland, Wray (Concretion), Colorado. S. 227, 228.
111—118. Ton, Davis ranch, Rock Creek, Red Creek Canyon, 2 Meilen S. 113., Near Canyon, 115 überlagernd, Jefferson Co., Jefferson Co. (lößähnlich), Colorado. S. 227, 228.
119. = 104.
120, 121. Grauwacke, Ramsbeck, Berghausen, Westf., ROSENBUSCH, Elem. S. 510.
122—126. Grauwacke, Steinbach, Lehesten, Lobenstein, Wippra, Erläut. z. Spezialkarte.
(Alle Seitenzahlen ohne Autor beziehen sich auf CLARKE (5).)

Ergänzung.

Umfaßt Analysen die nachträglich zusammengestellt und nicht in die Statistik mit einbezogen wurden.

127. Rhätton, Winkelhaid, KAUL.
128. Rhätton, Wolfshöhe, KAUL.
129. Kaolinknollen aus lehmiger Albüberdeckung (131), Steinbühl, KAUL.
130. Liaston, Haimendorf, KAUL.
131. Lehmige Albüberdeckung, Steinbühl, KAUL.
132, 133. Bohnerzton, Herbolzheim, Ebringen, SCHWARZ.
134. Rhätton, Kalchreuth, KAUL.
135. Diluvialton, Steinplatte bei Nürnberg, KAUL.
136. Laterit, Soeban Cladi, S.-Sumatra, LENZ.
137, 138. Keupermergel, U.-Jessingen, WÜLFLING.
139. Laterit, Soeban Cladi, S.-Sumatra, LENZ.
140. Burgsandsteinletten, Erlangen, KAUL.
141. Eluviallehm, Opalinuston, Au, KAUL.
142. Laterit, Soeban Cladi, S.-Sumatra, LENZ.
143. Blasensandsteinletten, Eltersdorf, KAUL.
144. Opalinuston, Rothenberg. KAUL.
145. Löß, Spardorf, KAUL.
146, 147. Keupermergel, U.-Jessingen, WÜLFLING.
148, 149. Rhätton, Großbellhofen, Heuchlinger Berg. KAUL.
150. Liaston, Käswasser, KAUL.
151. Zanclodonletten, Ottensoos b. Lauf, KAUL.
152. Liaston, Käswasser, KAUL.
153. Zanclodonletten, Heuchlinger Berg, KAUL.
154, 155. Löß, Haida (Sachsen), Altkirch, WERLING.
156. Löß, Wasenweiler, SCHERING.

157, 158. Löß, Umstadt (Hessen), Haarlaß b. Heidelberg, Werling.
159—161. Löß, Ringsheim, Wasenweiler, Ringsheim, Schering.
162—169. Löß, Malagüeno (Argent.), Canadon von Pucara, Alvear, Talu, Rosario, Talu, Alvear (Argent.), Umstadt (Hessen), Werling.
170. Löß, Gottenheim, Schering.
171—174. Löß, Höhnheim, Haidingsfeld, Langen-Weddingen, Mauer a. d. Elsenz, Werling.
175—179. Grauwacke, Lohra, Lohra, Altenkirchen, Heiliger Berg b. Roth., Erdhausen b. Gladenbach, Walther.
180. Zechsteinkonglomerat, Sachsenberg, Walther.
181—183. Grauwacke, Hermershausen, Oberstadtfeldt, Unkel a. Rhein, Walther.

Die Bildung der Dreikanter.

Von San.-Rat Dr. **Wilhelm Pfannkuch** (Cassel.)

(Mit 19 Textfiguren und Tafel X.)

In dem Bericht über die Versammlungen des Niederrheinischen geologischen Vereins vom Jahre 1911 findet sich ein Vortrag des Herrn L. Lorié-Utrecht über: »Die Bildung der Dreikanter«, aus dem hervorgeht, daß eine Einigung der Anschauungen über die Entstehung dieser interessanten Gebilde noch nicht erreicht ist. Während die einen den Hauptfaktor für die Bildung der Flächen und Kanten in der abschleifenden Wirkung des Sandflugs erblicken, heben die anderen die Präformierung der Kantengeschiebe durch die jedem Gestein eigentümliche Spaltbarkeit in verschiedenen Ebenen hervor und gestehen dem Windschliff nur eine sekundäre, nicht einmal immer förderliche Bedeutung zu.

Wenn ich als Laie mir erlaube, in dieser Frage das Wort zu ergreifen, so stütze ich mich dabei auf sorgfältige Beobachtungen, die ich bei wiederholtem Aufenthalt auf Sylt an den dort zahlreich zu findenden Kantern gemacht habe, und auf Grund derer ich zu der Überzeugung gekommen bin, daß die Winderosion die Hauptursache der Kantenbildung ist, und daß man, von dieser Annahme ausgehend, mit Hilfe einfacher physikalischer Gesetze die Entstehung einer jeden Kanterform leicht und ungezwungen erklären kann.

Die Kantengeschiebe finden sich in Sylt, gemischt unter anderes gewöhnliches Geschiebe, sowohl am Strand, hauptsächlich in einem Streifen, der der jeweiligen Flutgrenze entspricht, als auch in den Kiesgruben und Aufschlüssen im Innern der Insel, sowie in den Schichten, die in dem von Westerland zum Roten Kliff sich hinziehenden Steilabsturz der Küste zutage treten. Diesen Schichten entstammen auch die jetzt am Strand liegenden, vom Meere ausgeworfenen Kiesel, da ja bekanntlich ein Teil der Insel gegenwärtig vom Meere überflutet ist.

Diese Geschiebe sind in der Diluvialzeit mit dem Moränenschutt und Geschiebelehm der nach Süden vorrückenden nordischen Gletscher hierher transportiert und auf dem tertiären Kern der Insel abgelagert

worden. Die Kanter sind also nicht etwa in Sylt entstanden. In ihrer Gesamtheit bieten sie eine wahre Musterkarte der skandinavischen Gebirge. Neben Quarzen, Quarziten, feinern und gröbern Sandsteinen liegen verschiedenartige Porphyre, Granite, Gneise und andere Schiefer, sowie wunderliche, oft Seeigel und Muscheln enthaltende Feuersteinknollen, die mehr dem Ostseegebiet angehören. Auch unter den abgeschliffenen Kantern sind alle diese Gesteinsarten vertreten, am häufigsten die Quarze und Quarzite, am seltensten die Feuersteine.

Sieht man davon ab, daß bei den homogenen Gesteinen (z. B. Quarzen) die Kanten schöner und schärfer ausgeprägt, und die Flächen glatter sind als bei den aus ungleich hartem Material zusammengesetzten (z. B. Porphyren, Graniten), so fällt ohne weiteres auf, daß alle Kanter trotz ihrer verschiedenen Herkunft eine so verblüffende Ähnlichkeit in Form und Anlage zeigen, daß nicht in den Gesteinen selbst liegende Gründe, wie die Spalt- oder Kluftbarkeit, für ihre Entstehung maßgebend gewesen sein können, sondern daß eine von außen kommende, für alle Kanter gleiche, gesetzmäßig wirkende Kraft ihre Bildung herbeigeführt haben muß. Diese Kraft kann nur der Sandflug gewesen sein. Vorbedingung war allerdings, daß die Gesteinstrümmer, ehe sie ihm ausgesetzt waren, in eine günstige Form gebracht wurden, denn aus rohen, unregelmäßigen Stücken kann der Sandflug keine so regelmäßigen Kanter herstellen, wie wir sie auf Sylt finden. Erst mußten die Gesteinstrümmer in fließendem Wasser durch Sand und gegenseitige Reibung abgerundet und zu Geschieben oder Geröllen werden, ähnlich denen unserer inländischen Flüsse. Die mehr oder weniger gewölbten Flächen solcher Kiesel boten erst den notwendigen Angriffspunkt für den Flugsand, und ihre ganze Form erst die Möglichkeit des Schliffes von bestimmten Flächen und Kanten.

Gegen die Theorie der Winderosion hat man nun eingewendet, daß es schwer verständlich sei, wie der Wind, der, selbst wo Hauptrichtungen vorherrschen, doch immerhin öfters wechsele, so regelmäßige Schliffe hervorrufen könne, um so weniger, als auch die Kiesel, besonders die kleinen, nicht immer still lägen, sondern schon von mäßigen Winden vielfach hin und her geschoben und gerollt würden. Um diesen Einwand zu entkräften, müssen wir den ganzen Vorgang etwas näher untersuchen.

Nehmen wir den einfachsten Fall, daß ein spindelförmiger Kiesel in einer sandigen Ebene derart liegt, daß er dem Winde eine Spitze zuwendet. Dann wirbelt der Flugsand gegen die Spitze und bricht sich hier, wie der Fluß an einem Eisbrecher in zwei Ströme, die beide Seiten bestreichen und abschleifen. Auf diese Weise entsteht eine in der Längsrichtung ziehende Kante. Dasselbe geschieht natürlich, wenn der Wind umspringt und gegen die andere Spitze weht. Dreht sich aber der Wind um 90°, so trifft er rechtwinklig gegen eine Seite, dann sprüht der Flugsand nach oben über den Stein hin, schleift die ihm zugewandte Seite zu einer Fläche ab und bildet mit der auf der anderen Seite bei

entgegengesetzter Windrichtung in gleicher Weise entstehenden Fläche ebenfalls eine scharfe Kante, die mit der obigen sich deckt. Es bedarf keines besonderen Beweises, daß auch die aus einer Nebenrichtung kommenden Winde in demselben Sinne arbeiten, indem sie bald die Schleifwirkung des einen, bald die des anderen Hauptwindes unterstützen. Das Resultat ist immer dasselbe: aus dem spindelförmigen Kiesel wird ein Einkanter.

Hat nun der Kiesel eine dreieckige Grundfläche, mag sie gleichseitig oder ungleichseitig, langgestreckt oder herzförmig sein, so wickelt sich der Vorgang genau in derselben Weise ab. Von den drei Spitzen aus bilden sich drei Kanten, die nach der Mitte hin ziehen und sich dort treffen, und von den drei Seiten aus bilden sich drei Flächen, die in diesen Kanten zusammenstoßen. Das Resultat ist ein Dreikanter. In der nämlichen Weise bildet sich aus einem viereckigen Kiesel, wenn er mehr quadratisch ist, ein Vierkanter, und wenn er, wie gewöhnlich, mehr länglich rechteckig ist, ein Fünfkanter usw., indem stets die entstehenden Kanten nach Zahl und Lage den Halbierungslinien der die Ecken bildenden Winkel entsprechen.

Ein Blick auf die Abbildungen (Fig. A—D u. 1—7) läßt die Richtigkeit dieser Ausführungen ohne weiteres erkennen. Man kann sie in den Satz zusammenfassen, daß die Zahl der Kanten und Flächen, die durch Winderosion an einem Kiesel entstehen, bestimmt wird durch seinen Grundriß, indem von einer Ecke aus stets eine Kante und über einer Seite stets eine Schlifffläche sich bildet.

Das ist so gesetzmäßig, daß, wenn z. B. von einem dreieckigen Kiesel eine Ecke abgebrochen ist, über der Bruchstelle jedesmal ein kleines abgeschliffenes Dreieck sich findet, von dessen Spitze dann erst die normale Kante ausgeht, und daß andererseits, wenn an einer Seite eine unregelmäßige Ecke vorspringt, von dieser Stelle stets eine, mindestens angedeutete, kleine Nebenkante nach innen zieht (Fig. 8 u. 9). Auch andere Unregelmäßigkeiten stören oft das normale Bild, aber immer im Rahmen des Gesetzes. Ist z. B. die Oberfläche auf der einen Seite vorgebuckelt und auf der anderen vertieft, so verläuft die Mittelkante dementsprechend gekrümmt, konvex nach der Wölbung, konkav nach der Einsenkung (Fig. 9).

Lehrreich sind in dieser Beziehung auch die sog. Doppelkanter, die den Kantenschliff auf beiden Seiten zeigen. Da findet man mit großer Regelmäßigkeit auf beiden Seiten denselben Typus: Einkanter sitzt auf Einkanter, Dreikanter auf Dreikanter, oft von überraschender Ähnlichkeit, und nur dann gibt es davon Abweichungen, wenn besondere Unregelmäßigkeiten der Form dazu genötigt haben (Fig. 10 u. 11).

Um nun den Sandflug etwas eingehender zu studieren, steckte ich eines Tages bei scharfem Nordwest an einer geeigneten Stelle in den Sylter Dünen eine Glasscherbe mit der Front gegen den Wind in den

Fig. A

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. B

Fig. 4

Fig. C

Fig. 5a

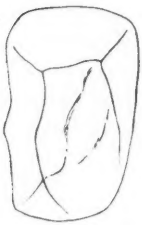


Fig. 5b

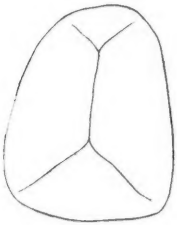


Fig. 6a

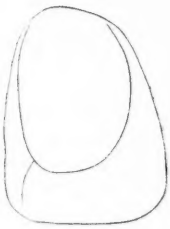


Fig. 6b

Fig. D

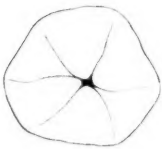


Fig. 7

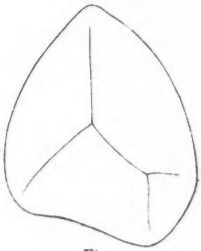


Fig. 8

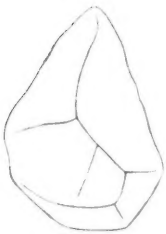


Fig. 9

Fig. 10a

Fig. 10b

Fig. 11a

Fig. 11b

Fig. A—D. Schemata der einzelnen Kanterformen. — Fig. 1. Spindelförmiger Einkanter (Quarz). — Fig. 2. Elliptischer Einkanter (Quarz). — Fig. 3. Breit elliptischer Einkanter (Art Granit) mit Nebenkanten, Übergang zum Fünfkanter. — Fig. 4. Dreikanter (Quarzit). — Fig. 5. Viereckiger Fünfkanter (Sandstein): a) Oberseite, b) Unterseite mit unebener Bruchfläche und abgeschliffenem Rand. — Fig. 6. Viereckiger Fünfkanter (Sandstein): a) Oberseite, b) Unterseite mit großer, glatter Ruhefläche und abgeschliffenem Rand. — Fig. 7. Sechskanter (Quarzitartiger Sandstein). — Fig. 8. Dreikanter (Sandstein) mit abgestumpfter Ecke und Nebenkanten. — Fig. 9. Unregelmäßiger Dreikanter (Quarzit) mit bogenförmiger Hauptkante und mehreren Nebenkanten. — Fig. 10. Scharfkantiger Doppel-Einkanter (Quarzit): a) Oberseite, b) Unterseite. — Fig. 11. Scharfkantiger Doppel-Dreikanter (Quarzit): a) Oberseite, b) Unterseite. (Fig. 1—11 Verkleinerung auf $^2/_5$.)

Sand und beobachtete, was geschah. Im Nu bildete sich vor der Scherbe durch den Rückstoß der Luft ein Graben, der sich um beide Seitenkanten herumzog und, nach hinten und innen gekrümmt, allmählich sich verlief. In diesem Graben wirbelten die Sandkörner mit Macht um die Scherbe herum und bombardierten sie, in den Windschatten zurückgeworfen, auch lebhaft von rückwärts. Aus diesem Experiment geht deutlich hervor, daß der Flugsand unter Umständen ein Hindernis von allen Seiten zugleich angreift, und zwar am stärksten von vorn, daß aber auch die nach hinten verlaufenden, abgewandten Seiten bestrichen werden können. Auch aus diesem Grunde dürften also die Windrichtungen, speziell die sog. regelmäßigen Winde, nicht die Bedeutung haben, die manche ihnen zuschreiben möchten.

Analysiert man die Art und Weise, wie der Flugsand wirkt, noch weiter, so ergibt sich, daß jedes gegen einen Stein geschleuderte Sandkorn unter seinem Aufschlagwinkel wieder abprallt und entweder zurückgeschleudert wird (wie bei der oben beschriebenen Grabenbildung), oder die Oberfläche streifend in der ursprünglichen Richtung weiterfliegt. Die dabei gegen den Stein geäußerte Kraft kann man nach dem bekannten Parallelogramm der Kräfte in zwei Komponenten zerlegen, eine senkrecht gegen die Oberfläche wirkende und eine ihr parallele. Die Größe beider Komponenten hängt von dem Aufschlagwinkel ab, sie stehen zueinander in umgekehrtem Verhältnis. Bei horizontalem Sandflug und sanft gegen den Wind geneigter Oberfläche des Kiesels treffen die Sandkörner letztere unter spitzem Winkel, ihre Hauptwirkung ist deshalb eine schleifende, sie glätten und polieren die Oberfläche und geben ihr den eigentümlichen matten Glanz, den man als Fettglanz bezeichnet hat. Bietet aber der Kiesel dem Wind eine mehr steil abfallende Fläche dar, oder fliegen die Sandkörner aus anderen Gründen mehr senkrecht gegen den Stein, so bohren sie in seine Oberfläche die dicht nebeneinander stehenden kleinen Grübchen, die ebenfalls so sehr charakteristisch für die Sandflugwirkung sind. Wunderschön sieht man beides an dem großen Dreikanter, einem Quarzit, dessen Photographie (Taf. X) ich beifüge. Vermöge seiner Schwere hat er sicher lange Zeit in unverrückter Lage dem Sandflug seine Oberfläche dargeboten und war später am Wattenmeer, wo er im Schlick bei Munkmarsch gefunden worden ist, dem zerstörenden Einfluß sandführender Wellen entzogen. Von seinen drei durch scharfe Kanten getrennten Flächen sind die beiden nach der Spitze des Dreiecks sanft geneigten glatt poliert und mattglänzend mit nur spärlichen Grübchen nach rückwärts zu, während die dritte, die steil nach der Basis abfällt, narbig und mit Grübchen dicht bedeckt ist. Ebenso erkennt man ausgezeichnet, wie in diesem Falle der Flugsand den oben beschriebenen Graben rings um den Stein gezogen hatte, wodurch namentlich die Spitze freigelegt und unterminiert wurde, und wie auf diese Weise der ganze Rand nebst einem Teil der Unterfläche abgeschliffen und poliert worden ist bis zu dem fest-

aufliegenden mittleren Teil, der von einer deutlichen Kante begrenzt ist (vergl. Fig. 5b, 6b). Höchst merkwürdig sind die muschel- und trichterförmigen Vertiefungen auf dieser unteren Fläche, ob sie Druckerscheinungen sind oder auf Strudelwirkung beruhen, wage ich nicht zu entscheiden.

Das Verhalten der Kanter hinsichtlich ihrer Unterfläche ist ein verschiedenes. Viele sind vom Wind umgedreht und zu Doppelkantern geworden, wie wir bereits oben sahen. Andere haben, wie jener große Dreikanter, lange ruhig gelegen wegen ihrer Größe und Schwere, dann ist ihre Unterfläche entweder kuglig gewölbt oder im Gegenteil abgeplattet, oft vom Aussehen einer Bruch- oder Spaltfläche. Aber auch kleinere Kanter haben oft eine glatte und geradezu geschliffene Unterfläche, die durch Hin- und Herschieben auf dem Sand entstanden sein könnte.

An vielen Kantern des Weststrandes sind die Spuren des Sandflugs nicht mehr so scharf ausgeprägt, weil sie in der Brandung bereits einer gewissen Rückbildung unterliegen. Die Wellen, die bei jeder Flut einen beträchtlichen Teil des Strandes und bei Hochwasser sogar den ganzen Strand überfluten, reißen und rollen die Kanter mit Macht hin und her und schleifen sie durch den mitgeführten Sand von neuem ab, so daß Glanz und Grübchen verschwinden, und die Kanten wieder abgerundet werden, bis der Kanter schließlich wieder ein einfacher Kiesel geworden ist. Wenn man dem Spiel der Wellen zusieht, kann man sich leicht von diesem Rückbildungsprozeß überzeugen und zugleich von dem fundamentalen Unterschied zwischen Flugsandschliff und Wasserschliff. Der Sand in freiem Flug streift den Stein, wirkt gewissermaßen tangential, deshalb bildet er glatte Flächen und scharfe Kanten; das mit Sand beschwerte Wasser umflutet den Stein, rollt und rundet ihn und verwischt alle vorspringenden Ecken und Kanten.

Wenn deshalb Lorié (a. a. O. S. 21) sagt, er habe bei seinen Wanderungen am Nordseestrand zahlreiche Fälle von Windschliff beobachtet und an den großen Steinblöcken der Buhnen, sowie an losen Geröllen, zerbrochenen Flaschen, Ziegelsteinen usw. ausnahmslos gesehen, daß alle Flächen geglättet, alle Kanten und Ecken abgerundet waren, so kann ich nach meinen Beobachtungen auf Sylt die Vermutung nicht unterdrücken, daß es sich dabei nicht um Windschliff, sondern um Wasserschliff gehandelt hat. Die Sylter Kanter sind, wie ich eingangs bemerkte, nicht in Sylt entstanden, sondern dorthin importiert, und wenn ich auch nicht bestreiten will, daß auch in Sylt noch gegenwärtig Kanter entstehen können, so ist mindestens die Gelegenheit dazu nicht gerade günstig. In Betracht kommen kann nur der Strand; die ausgeworfenen Kiesel und Muscheln liegen zumeist an der Flutgrenze, davon seewärts ist der Sand feucht, dünenwärts aber liegen die Kiesel unter dem Sand. Erst hier gibt es bei den vorherrschenden Westwinden Sandflug gegen die Dünen hin, während gegen den Ostwind die Dünen Schutz gewähren.

Ebenso werden die Buhnen regelmäßig überflutet oder liegen landeinwärts im Sand begraben. Ich habe vergeblich an den Buhnen den Windschliff zu studieren versucht. Abgerundete Dreikanter aus Ziegelstein habe ich nur im Bereich der Brandung gefunden, ihre Abrundung verdanken sie unzweifelhaft dem Wasser, und ihre zuweilen noch wohl erhaltenen scharfen Kanten und mit dem Fabrikationsglanz versehenen Flächen offenbaren sie deutlich als abgebrochene Ecken von Backsteinen, die mit Sandflug gar nichts zu tun haben.

Ebensowenig kann ich der Annahme des Grafen zu Leiningen beitreten, wenn er (a. a. O. S. 22) sagt: »Wenn der Windschliff fortdauert, so muß die scharf ausgeprägte Form der Einkanter, Dreikanter usw. eine Abänderung erleiden, der Wind greift nicht immer absolut genau in der gleichen Richtung die Flächen und Kanten an, und damit wird das scharf umrissene Bild des Kanters undeutlich; es entsteht ein Stein mit Schliffflächen, aber ohne ausgeprägte Kanten und Ecken, und mehr und mehr ähnelt das Produkt des Sandschliffs den Rollsteinen, wie wir sie in einem Flußbett finden.«

Diese Darstellung paßt ebenfalls vollständig auf die durch Wasserschliff in Rückbildung begriffenen Kanter. Die Berufung auf die wechselnden Windrichtungen und ihre Folgen widerspricht den Tatsachen und den physikalischen Gesetzen. Der fortdauernde Windschliff kann erst dann die Kanten, die er hervorgerufen hat, wieder zerstören, wenn durch zunehmende Abschleifung ihre Winkel = 2 R, und damit die Oberfläche zu einer Ebene geworden ist. Auf diese Weise kommen aber keine Rollsteine, »wie wir sie in einem Flußbett finden«, zustande; diese werden nie durch Wind und Sand, sondern einzig durch Wasser und Sand gebildet, wie dies ja schon in dem Namen Geschiebe oder Gerölle ausgedrückt ist.

Wenn ich somit den Hauptnachdruck bei der Bildung der Kanter auf den Windschliff lege, so gestehe ich andererseits auch der natürlichen Spaltfähigkeit der Gesteine einen gewissen Einfluß zu. Groß kann er schon um deswillen nicht sein, weil die verschiedensten Gesteine ganz gleichartige Kanter liefern. Ich sehe ihn mehr darin, daß die ganze Form des Kiesels bereits davon abhängt, in welcher Weise ein Gestein sich zerklüftet. So wird z. B. der rechteckig klüftende Sandstein gern viereckige Kiesel liefern. Ist aber der Kiesel erst einmal fertig, so bestimmt einzig sein Grundriß, was für ein Kanter aus ihm wird. War jedoch bereits durch die Spaltung ein Produkt entstanden, das die nahezu vollendete Form eines Ein- oder Dreikanters trug, so war das selbstverständlich für die Abschleifung besonders günstig. Bei einem Fünf- oder Sechskanter wird ein solcher Zufall wohl kaum zu erwarten sein.

Manche Kanter lassen eine noch rohe oder geglättete Spalt- oder Bruchfläche deutlich erkennen oder wenigstens vermuten, meistens an ihrer Unterseite als Ruhefläche. Bei anderen scheint eine Schliffffläche

der Oberseite aus natürlicher Spaltung hervorgegangen, sie kann dann in das gewöhnliche Bild eingepaßt sein oder es modifizieren, ohne jedoch seine Gesetzmäßigkeit aufzuheben. Notwendig sind diese Spaltflächen aber nicht, da der Sandflug aus jedem gewöhnlichen Kiesel unter günstigen Bedingungen einen Kanter schleifen kann.

Unter den 86 Kantern, die ich in Sylt als bemerkenswert gesammelt habe, befinden sich nur einige wenige, in Kiesgruben gefundene Dreikanter von hoher Pyramidenform, die mit großer Wahrscheinlichkeit der natürlichen Spaltung ihre Form und dem Sandflug nur ihren Schliff verdanken.

Ich fasse das Gesagte zum Schluß in folgenden Sätzen zusammen:

1. Die Kanter Sylts (und wohl der Nordseeküste überhaupt) sind gebildet durch Flugsandschliff aus Kieseln (Geschieben und Geröllen) verschiedener Gesteinsarten.
2. Maßgebend für die Zahl und Anordnung der Kanten und Flächen ist der Grundriß des Kiesels.
3. Gesetz ist, daß von einer Ecke des Grundrisses aus stets eine Kante und von einer Seite aus stets eine Fläche sich bildet.
4. Von untergeordneter Bedeutung ist dabei die Windrichtung. Winde aus allen Richtungen erzeugen stets die dem Grundriß des Kiesels entsprechende Kanterform.
5. Die Spaltfähigkeit des Gesteins kann diesen Vorgang begünstigen, meist wirkt sie aber wohl mehr indirekt.

Erklärung zu Tafel X.

Quarzit-Dreikanter ($^1/_4$ nat. Gr.)
Gewicht: 938 g, Länge 15 cm, Breite: 11 cm, Dicke: 5 cm.

Fig. 1. Obere Seite:

a, b, c, die 3 Hauptflächen, geschieden durch scharfe Kanten.
a, b, sanft abfallend, glatt poliert mit mattem Glanz und sehr spärlichen Grübchen in der Nähe des Scheitels.
c, steil abfallend, narbig mit sehr zahlreichen, tiefen Grübchen.
d, kleine dreieckige Nebenfläche.
e, wulstiger, vom Sand polierter Rand.

Fig. 2. Untere Seite:

e, Fortsetzung des Randwulstes auf die untere Seite.
f, glatte, scharfumrandete Ruhefläche des Dreikanters.
g, glatte, flach muschelförmige Vertiefungen.
h, spitze, kegelförmige Vertiefung.

II. Besprechungen.

B. Unter der Redaktion der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit.

Versuch einer Gliederung des norddeutschen Diluviums.

Mit einer Gliederungstabelle.

Von **C. Gagel.**

Literatur.

Die wichtigste Literatur für die Frage des Interglazials und der Gliederung der norddeutschen Diluvialbildungen ist in folgendem zusammengestellt. Es ist nicht beabsichtigt, diese fast unübersehbare Literatur vollständig aufzuführen, sondern nur die Werke, die wichtige und wesentliche, bleibende Resultate bringen, die nicht inzwischen schon widerlegt und abgetan sind. Auch die älteste Literatur, die in den wichtigsten, neuen Schriften immer und immer wieder zitiert ist, ist nicht besonders aufgeführt.

J. bedeutet Jahrbuch d. Kgl. pr. geol Landesanstalt,
Z. bedeutet Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellschaft,
N. J. bedeutet Neues Jahrbuch für Mineralogie usw.

Die wichtigsten und endgültigen Darstellungen über Lagerungsverhältnisse und Faunen-, bzw. Florenlisten der Hauptinterglaziale sind in den betreffenden Blättern der geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten enthalten, und diese sind daher nicht einzeln aufgeführt; ebenso ist eine sehr große Menge wichtiger Angaben in dem Sammelwerk: Ergebnisse von Bohrungen, Mitteilungen aus dem Bohrarchiv der pr. geol. L.-A. enthalten, publiziert: Jahrbuch der Kgl. pr. geol. Landesanstalt seit 1903; besonders die Kartenerläuterungen der erschienenen preußischen Karten sind beim Literaturstudium stets heranzuziehen.

1. Bärtling, Das Diluvium des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. Z. 64. 1912. S. 155—177.
2. Bauer, Das diluviale Diatomeenlager der Wilmsdorfer Forst bei Zinten, Ostpr. Z. 33. 1881. S. 196.
3. Behr und Tietze, Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa zwischen Oder und russischer Grenze. J. 1911. Teil I.

3a. Behr und Tietze, Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen. J. 1912. I.

4. Bünte, Die Diatomeenschichten von Lüneburg. Archiv Ver. Freunde der Naturg. Mecklenb. 1901. S. 39—82.
5. Cleve und Jentzsch, Über einige diluviale und alluviale Diatomeenschichten Norddeutschlands. Schr. phys.-ökon. Ges. zu Königsberg, Pr. 1882. B. 22. S. 129.
6. Dammer, Über einige neue Fundpunkte interglazialer Ablagerungen in der Lüneburger Heide. J. 1907. S. 658—665.

7. Dammer, Über das Auftreten zweier ungleichaltriger Löße zwischen Zeitz und Weißenfels. J. 1908. I. S. 340.
8. Deecke, Interglazialer Torf in Vorpommern. Z. 1907. S. 35.
9. Deecke, Geologie von Pommern. Berlin 1907.
9a. Ebert, Über ein Kohlevorkommen im westpr. Diluvium. Z. 1883.
10. Elbert, Über die Standfestigkeit des Leuchtturms auf Hiddensoe. X. Jahresbericht geogr. Ges. Greifswald 1906. S. 1—15.
11. Fliegel und Stoller, Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. J. 1910. S. 227—258.
12. Friedrich, Der Untergrund von Oldesloe. Mitt. geogr. Ges. von Lübeck 1902. N. 16. S. 45.
12a. Friedrich, Über neue Bohrungen in der Umgebung von Oldesloe in Holstein. Ebenda 1908. N. 22.
13. v. Fritsch, Ein alter Wasserlauf der Unstrut. Z. f. Naturw. 1898. B. 71. S. 30.
14. v. Fischer-Benzon, Die Moore Schleswig-Holsteins.
15. C. Gagel, Über eine diluviale Süßwasserfauna bei Tarbeck in Holstein. J. 1901. S. 293.
16. C. Gagel, Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg und Mölln. J. 1903. S. 61—90.
17. C. Gagel, Über die südliche und westliche Verbreitung der Oberen Grundmoräne in Lauenburg. Z. 1905. S. 434—445.
18. C. Gagel, Über einige Bohrergebnisse und ein neues pflanzenführendes Interglazial aus der Gegend von Elmshorn. J. 1904. S. 246—281.
19. C. Gagel, Über die stratigraphische Stellung des Glindower Tons. Z. 1905. S. 33.
20. C. Gagel, Zur Frage des Interglazials. Zentralblatt 1905. S. 673—678.
21. C. Gagel, Über die Entstehung und Beschaffenheit der Parchimer Interglazialschichten. Ebenda 1906. S. 66—72.
22. C. Gagel, Neuere Beobachtungen über diluviale Störungen im Lüneburger Turon. Z. 1905. S. 165—167. Tafel 1.
23. C. Gagel, Über einen Grenzpunkt der letzten Vereisung (des Oberen Geschiebemergels) in Schleswig-Holstein. J. 1907. S. 581—586.
24. C. Gagel, Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. J. 1909. S. 246—255.
25. C. Gagel, Über die Lagerungsverhältnisse von Diluvium und Tertiär bei Itzehoe, Rensing und Innien. J. 1910. S. 66—88.
26. C. Gagel, Die Gliederung des Schleswig-Holsteinschen Diluviums. J. 1910. S. 193—252.
27. C. Gagel, Über interglaziale Verwitterungszonen in Schleswig-Holstein Z. 1910. S. 322—326.
28. C. Gagel, Über das Alter des Diluvialtorfes bei Lütjen-Bornholt. Zentralblatt 1910. S. 322—326.
29. C. Gagel, Weitere Funde paläolithischer Artefakte im Diluvium Schleswig-Holsteins. Ebenda 1911. S. 218.
30. C. Gagel, Das marine Diluvium und die pflanzenführenden Diluvialschichten Norddeutschlands. Z. 1910. S. 686—694.
31. C. Gagel, Zur Richtigstellung der Behauptungen des Herrn Lepsius über das norddeutsche Diluvium. Z. 1911. S. 497—503.
32. C. Gagel, Bemerkungen zu dem Vortrag des Herrn Horn über Winterhude. Z. 1912. S. 148—151.
33. C. Gagel, Bericht über die von R. Struck, C. Gagel und C. Gottsche geleiteten Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft 1909. Z. 1909. S. 430—452.

34. C. Gagel, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Schrift Naturw. Vereins für Schleswig-Holstein. Bd. XV. 1912. S. 223—254 und diese Zeitschr. 1911.
35. C. Gagel, Über das Alter der Moräne am Emmerleffkliff und die Beweiskraft der Leitgeschiebe für das Alter der Moränen. Zentralblatt 1913. S. 215—224.
36. C. Gagel, Das Ratzeburger Diluvialprofil und seine Bedeutung für die Gliederung des Diluviums. J. 1912. II. S. 385.
37. C. Gagel, Einige Bemerkungen über die Obere Grundmoräne in Lauenburg. J. 1903. S. 485.
38. C. Gagel, Das älteste Diluvium Sylts. Z. 1910. S. 81—85.
39. E. Geinitz, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. J. Beil. B. XVI. 1902. S. 1—98.
40. E. Geinitz, Das Quartär von Sylt. N. J. Beil. B. XVI. 1905.
41. C. Gottsche, Die tiefsten Glazialablagerungen der Gegend von Hamburg. Mitt. geogr. Ges. Hamburg XIII. 1897. S. 130.
42. C. Gottsche, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Ebenda. S. 180—275.
43. C. Gottsche, Der Untergrund Hamburgs: Hamburg in naturwissenschaftlicher und medizinischer Beziehung. Hamburg 1901. S. 14—29.
44. C. Gottsche, Vortrag über die Paludinenschicht Berlins. Z. 1886. S. 470—472.
44a. C. Gottsche, Tapessand von Steensigmoos. Z. 1904. S. 181—184.
45. Grupe, Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiet der Weser und Leine. Z. 1909. S. 470.
46. Grupe, Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Z. 1912. S. 265.
47. Gürich, Der Schneckenmergel von Ingramsdorf und andere Quartärfunde in Schlesien. J. 1905. S. 43.
48. Gürich, Bericht über die Aufnahmetätigkeit in der Gegend von Striegau. J. 1910. II. S. 600—606.
49. Haeberlin, Beiträge zur Kenntnis des Diluviums auf Föhr. Z. 1911. S. 587 bis 594.
50. Harbort, Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen interstadialen Charakters in Ostpreußen. J. 1910. II. S. 81—128.
51. Hartz und Oestrup, Danske Diatoméjord aflejringer Dansk geolog. Unders. 1899. II. 9.
52. Hartz, Bidrag til Danmarks tertiäre og diluviale Flora. Ebenda 1909 II. 20.
53. Herrmann, Über Rhinoceros Merckii im Diluvium Westpreußens und seine Beziehungen zur norddeutschen Diluvialfauna. Z. 1911. S. 13—35.
54. Hess v. Wichdorf, Über ein neues, ausgedehntes diluviales Kalklager bei Gr. Drewitz unweit Guben. Z. 1910. S. 72.
55. Horn, Die geologischen Aufschlüsse des Stadtparks in Winterhude und des Elbtunnels. Z. 1912. S. 130—155; nebst Diskussionsbemerkungen dazu von Koert, Menzel, Gagel. Ebenda S. 156—170.
56. A. Jentzsch, Über die kalkfreien Einlagerungen des Diluviums. Z. 1894. S. 110—115.
57. A. Jentzsch, Das Interglazial bei Marienburg und Dirschau. J. 1895. S. 165 bis 190.
58. A. Jentzsch, Über eine diluviale Cardiumbank bei Succase bei Elbing. Z. 1887. S. 492.
59. A. Jentzsch, Schriften d. phys. ökon. Ges. zu Königsberg 1881. S. 149.
60. A. Jentzsch, Aufnahmebericht für 1894. J. 1894. S. LXXII.
61. A. Jentzsch, Bericht über die Verwaltung des Ostpreußischen Provinzialmuseums. Schrift. phys.-ökon. Ges. 1896. S. 81.
62. A. Jentzsch, Zur Kritik westpreußischer Interglazialvorkommen. Z. 1905. S. 87.

63. A. Jentzsch, Beiträge zum Ausbau der Glazialhypothese. J. 1884.
64. A. Jentzsch, Neue Gesteinsaufschlüsse in Ost- und Westpreußen. J. 1896. S. 14.
65. A. Jentzsch, Aufnahmebericht über Blatt Schwersenz. J. 1910. S. 608.
66. Jentzsch und Michael, Über die Kalklager im Diluvium bei Zlotowo. J. 1902. S. 78.
67. Jessen, Milthers, Nordmann, Hartz, En Boring gennem de kvartäre lag ved Skerumhede. Danm. Geol. Unders. II. 25. 1910.
68. Kaunhowen, Das geologische Profil längs der Berliner Untergrundbahn. J. 1906. S. 373—398.
69. Kaunhowen, Der Boden Groß-Berlins. Stuttgart 1911.
70. K. Keilhack, Über präglaziale Süßwasserablagerungen. J. 1882. S. 133.
71. K. Keilhack, Über das interglaziale Torflager im Diluvium bei Lauenburg. J. 1884. S. 211.
72. K. Keilhack, Über das Alter der Torflager und ihrer Begleitschichten von Klinge bei Kottbus. Z. 1892. S. 369.
73. K. Keilhack, Über das Auftreten zweier verschiedenaltriger Löße in der Gegend von Altenburg-Meuselwitz. Z. 1898. S. 179.
74. K. Keilhack, Geologische Mitteilungen aus dem südlichen Fläming. J. 1888. S. 128.
75. K. Keilhack, Ergebnisse der Aufnahmen im Fläming 1901—1904. J. 1904. S. 682.
76. Koert, Diluviale Süßwasserschichten bei Werder. Z. 1899. S. 66.
77. Koert und Weber, Über ein neues interglaziales Torflager. J. 1899. S 185 bis 194.
78. Koert, Diskussionsbemerkung über Winterhude. Z. 1912. S. 144.
79. P. G. Krause, Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. J. 1908. S. 198.
80. P. G. Krause, Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins. J. 1909. S. 91.
81. P. G. Krause, Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes. J. 1912. S. 126—159.
82. Korn, Über einen diluvialen Süßwasserkalk von Vevais bei Wriezen. J. 1912. S. 41—48.
83. Kurtz, Die diluvialen Flußläufe zwischen Niederrhein und Elbe. Gymnasialprogramm Düren 1912.
84. Laufer, Ein Süßwasserbecken der Diluvialzeit. J. 1881. S. 496.
85. v. Linstow, Über Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenheinichen-Schmiedeberger Plateau und in Anhalt. J. 1908. S. 327—336.
86. v. Linstow, Über Okerkalke in der Nähe von Kemberg bei Wittenberg. J. 1908. S. 94—97.
87. Maas, Über einige Ergebnisse der Aufnahmen in der Gegend von Tuchel. J. 1898. S. CCII—CCXVIII.
88. Maas, Über Erdmoränen in Westpreußen und in angrenzenden Gebieten. J. 1900. S. 93—147.
89. Maas, Über präglaziale, marine Ablagerungen im östlichen Norddeutschland. Z. 1904. S. 21—24.
90. H. Menzel, Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im nördlichen Hannover. I. Die Interglazialschichten von Wallensen in der Hilsmulde. J. 1903. S. 254—289.
91. H. Menzel, II. Eine jungdiluviale Conchylienfauna aus Kiesablagerungen des mittleren Leinetales. Ebenda S. 337—348.
92. H. Menzel, Über das Vorkommen von Cyclostoma elegans in Deutschland seit der Diluvialzeit. Ebenda. S. 381—390.
93. H. Menzel, Diskussionsbemerkung über Winterhude. Z. 1912. S. 142.

94. H. Menzel, Die Quartärfauna des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks. Z. 1912. S. 177 ff.
95. Er. Meyer, Aufnahmebericht über die Aufnahmen in Samlande. J. 1910. S. 624.
96. Monke, Zweimalige Vereisung und Interglazial südlich der Elbe. J. 1902. S. 625—628.
97. G. Müller und Weber, Über eine frühdiluviale und vorglaziale Flora bei Lüneburg. Abh. pr. geol. L.-A. 1904. N. F. Nr. 40.
98. G. Müller und Weber, Über ältere Flußschotter bei Bad Oeynhausen und Alfeld und eine in ihnen abgelagerten Vegetationsschicht. J. 1902. S. 360.
99. G. Müller, Über das Lauenburger Torflager usw. J. 1897. S. 73—76. (in »Neuere Forschungen auf dem Gebiet der Glazialgeologie).
99a. G. Müller, Präglaziale marine und Süßwasserablagerungen bei Boitzenburg, Arch. Fr. Nat. Meckl. 1899.
100. Madsen, Nordmann, Hartz, Eemzonerne. Studier over Cyprina leret og andre Eemaflejringer. Danm. geol. Unders. II. R. Nr. 17. 1908.
101. Milthers und Nordmann, Über einige interglaziale Süßwassermollusken der Gegend von Posen. Z. 1902. S. 32—43.
102. Nehring, Bemerkungen über das Torflager bei Klinge. Z. 1892. S. 371.
103. Nehring, Wirbeltierreste von Klinge. N. J. 1895. I. S. 183.
104. Petersen, Über die krystallinen Geschiebe der Insel Sylt. N. J. 1901. S. 99.
105. Petersen, Die krystallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt. Z. 1905. S. 276 ff.
106. Preuss, Zur Kenntnis der Ost- und Westpreußischen Diluvialflora. Schr. phys. ökon. Ges. Königsberg, Pr. 1910. S. 5.
107. Quaas, Die Tiefbohrung Waurichen I. J. 1911. S. 353—374.
108. Salisbury und Wahnschaffe, Neue Beobachtungen über die Quartärbildungen der Magdeburger Börde. Z. 1888. S. 282.
109. Schmierer, Über fossilführende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf und über die Gliederung des magdeburgisch-braunschweigischen Diluviums im allgemeinen. J. 1912. II. S. 400.
110. Schmierer und Sönderop, Fossilführende Diluvialschichten bei Mittenwalde (Mark). J. 1902. S. 544.
111. H. Schröder, Zwei Fundpunkte mariner Diluvialconchylien in Ostpreußen. J. 1885. S. 219.
112. H. Schröder, Diluviale Süßwasserconchylien auf primärer Lagerstätte in Ostpreußen. J. 1887. S. 349.
113. H. Schröder, Eine große Felisart aus märkischem Diluvium. J. 1897. S. 126.
114. H. Schröder, Mitteilungen über die Aufnahmen bei Stade. J. 1898. S. CL.
115. H. Schröder, Hyaena aus märkischen Diluvium. J. 1904. S. 336.
116. H. Schröder und Stoller, Diluviale marine und Süßwasserschichten bei Ütersen-Schulau. J. 1906. S. 455—527.
117. H. Schröder und Stoller, Wirbeltierskelette aus dem Torf von Klinge bei Kottbus. J. 1905. S. 418—453.
118. Siegert und Weissermel, Das Diluvium zwischen Halle a/S. und Weißenfels. Abh. pr. geol. L.-A. N. F. 60. 1911.
119. Siegert, Zur Kritik des Interglazialbegriffs. J. 1908. S. 531.
120. Schucht, Die diluvialen Ablagerungen von Godenstedt bei Zewen. »Aus der Heimat, für die Heimat.« N. F. 11.
121. Schucht, Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des norddeutschen Diluviums. J. 1908. II.
122. Sönderop und Menzel, Bericht über die Exkursion nach Phoeben. Z. 1910. S. 623.

123. Stoller, Über die Zeit des Aussterbens der Brasenia purpurea in Europa. J. 1908. S. 62—93.
124. Stoller, Spuren des diluvialen Menschen in der Lüneburger Heide. J. 1909. S. 433—450.
125. Stoller, Über das fossile Vorkommen der Gattung Dulichium in Europa. J. 1909. S. 157—164.
126. Stoller, Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) Norddeutschlands. I. Motzen, Werlte, Olsdorf-Hamburg. J. 1908. I. S. 102.
127. Stoller, desgl. II. Lauenburg-Elbe (Kuhgrund). J. 1911. S. 109—144.
128. Stoller, Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide. 2. Jahresbericht niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909.
129. Stolley, Geologische Mitteilungen von der Insel Sylt. III. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schlesw.-Holst. IV. 1901.
130. Stolley, Nochmals das Quartär und Tertiär von Sylt. N. J. 1912. S. 157 bis 183.
131. Stolley, Das Alter des nordfriesischen Tuuls. N. J. 1905.
132. Ströse, Die Bacillariaceenlager bei Kliecken Anhalt 1884.
133. Struckmann, Briefliche Mitteilung. Z. 1879. S. 788.
134. Struckmann, Über die bisher in der Provinz Hannover aufgefundenen fossilen und subfossilen Reste quartärer Säugetiere. 33. Jahresber. naturw. Gesellsch. zu Hannover 1884. S. 21.
135. Struckmann, Desgl. 40.—41. Jahresbericht 1892. S. 48.
136. Tietze, Zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes. J. 1912. II.
137. Tietze, Über das Alter der diluvialen Vergletscherung in den Provinzen Posen und Schlesien. J. 1910. II.
138. Tietze, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. J. 1910. I. S. 258.
139. Torell, Undersökningar öfver Istiden. Deutsch. Z. 1888.
139a. Tornau, Über einige neue Funde von Diluvialfossilien aus Bohrungen in Ostpreußen. J. 1910. I. S. 299.
140. R. Wagner, Das ältere Diluvium im mittleren Saaletal. J. 1904. S. 95—204.
141. F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. III. Stuttgart 1909.
141a. F. Wahnschaffe, Die Quartärablagerungen von Frose und Nachterstedt. Z. 1899. S. 41.
142. F. Wahnschaffe, Die Ergebnisse einer Tiefbohrung bei Niederschönweide. Z. 1893. S. 288.
143. F. Wahnschaffe, Süßwasserfauna und Diatomeenschichten im unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow. J. 1884. S. 20.
144. F. Wahnschaffe, Über Aufschlüsse im Diluvium bei Halbe. J. 1896. S. 126.
145. F. Wahnschaffe, Zur Kritik der Interglazialbildungen in der Umgegend von Berlin. Z. 1906. S. 152—168.
145a. F. Wahnschaffe, Über das Vorkommen geschiebefreien Tons in den obersten Schichten des unteren Diluviums der Umgegend von Berlin. J. 1881. S. 535—543.
146. Weber, Über zwei Torflager im Bett des Nordostseekanals bei Grünental. N. J. 1891. II. S. 62—228.
147. Weber, Über eine diluviale Flora bei Fahrenkrug. Beiblätter zu Englers Botan. Jahrb. 1893. S. 18.
148. Weber, Zur Kritik interglazialer Pflanzenablagerungen. Abh. naturw. Ver. Bremen 1896. S. 483.

149. Weber, Über die fossile Flora von Honerdingen und das nordwestdeutsche Diluvium. Abh. naturw. Ver. Bremen. 1896. S. 415.
150. Weissermel, Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Aschersleben und Ballenstedt. J. 1910. II. S. 550.
151. Wesenberg-Lund, Über einige eigentümliche Temperaturverhältnisse in der Litoralregion der baltischen Seen und deren Bedeutung. Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie 1912. S. 287—316.
152. Wiegers, Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben. J. 1905. S. 58.
153. Wiegers, Die geologischen Grundlagen für die Chronologie des Diluvialmenschen. Z. 1912. S. 578.
154. W. Wolff, Aufnahmeergebnisse in der nördlichen Kassubei (Blatt Prangenau und Paglau). J. 1900.
155. W. Wolff, Beobachtungen über neue Vorkommen von fossilführendem Diluvium. Z. 1905. S. 275.
155a. W. Wolff, Der Untergrund Bremens. Z. 1909. S. 348.
156. W. Wolff, Die geologische Entwicklung Westpreußens. Schrift naturforsch. Ges. Danzig. N. F. XIII. 1913. S. 59—105.
157. Woltersdorf, Die Conchylienfauna der Kalktuffe mit Helix canthensis (Stufe des Altpleistocäns) von Schwanebeck bei Halberstadt. Z. 1896. S. 192—197.
158. Wüst, Das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Abh. naturforsch. Gesellsch. Halle XXIII. 1900.
159. Wüst, Das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Z. f. Naturw. 1901. S. 65.
160. Wüst, Beiträge zur Kenntnis des pleistocänen Kalktuffs von Schwanebeck bei Halberstadt. Z. 1902. S. 14—26.
161. Wüst, Fossilführende pleistocäne Holtemmeschotter bei Halberstadt. Z. 1907. S. 120—130.
162. Wunstorf, Über Löß und Schotterlehm im niederrhein. Tiefland. Verh. naturw. Ver. Rheinl. u. Westf. 1912. S. 293—340.
163. Wunstorf und Fliegel, Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abh. pr. geol. L.-A. N. F. Nr. 57.
164. Zeise, Aufnahmeberichte über die Danziger Gegend. J. 1896. S. LXXXV.
165. Zeise, Ein neuer Aufschluß im Interglazial von Westpreußen. Z. 1901. S. 97.
166. Zeise, Geologisches vom Kaiser Wilhelmkanal. J. 1901.

Die ganz überwiegende Mehrzahl der Forscher, die sich mit den glazialen Erscheinungen der Diluvialzeit befaßt haben, ist zu der Überzeugung gekommen, daß die diluvialen Ablagerungen keinem einheitlichen Vorgang ihre Entstehung verdanken, sondern einer mehrfachen Wiederholung von Eisbedeckungen und dazwischen liegender langer, eisfreier Zeiten. Diese Überzeugung hat sich sowohl in Norddeutschland—Skandinavien Bahn gebrochen, wie in dem Alpengebiet, wie in Nordamerika, und nur eine verschwindend geringe Anzahl von Forschern, die das Diluvium aus eigener Anschauung kennen, glaubt noch mit einer im wesentlich einheitlichen Eisbedeckung auskommen zu können, die nur verhältnismäßig kurze und geringfügige Oszillationen im Randgebiet ausgeführt hat.

Die Gründe für die von der überwiegenden Anzahl der Glazialgeologen angenommenen Mehrzahl der großen diluvialen Vereisungen sind folgende.

1. Das Auftreten zahlreicher Grundmoränenbänke, die durch weit aushaltende fluvioglaziale Ablagerungen getrennt sind, bzw. mit solchen in Verbindung stehen, die in Terrassen von sehr verschiedener Höhe gegliedert sind, zwischen denen sehr tiefgehende und energische Erosionswirkungen nachweisbar sind.

2. Der außerordentlich verschiedene Erhaltungszustand sowohl in bezug auf die morphologischen Formen wie in bezug auf die Tiefe und Intensität der Verwitterung bei den verschiedenen Moränen und fluvioglazialen Ablagerungen, der in dem Gegensatz zwischen ganz frischen Moränen mit typischen, unzerstörten Oberflächenformen und ganz geringer Verwitterungsrinde und alten »greisenhaften« Moränen mit stark oder völlig denudierten Oberflächenformen und sehr tiefgehender und ungemein intensiver Verwitterung (Ferrettisierung) in die Erscheinung tritt.

3. Das Auftreten von extraglazialen Ablagerungen zwischen Moränen und fluvioglazialen Sedimenten, in denen die Reste von wärmeliebenden Faunen und Floren nachweisbar sind, die nach unseren Erfahrungen nicht dicht am Rande eines Inlandeises gelebt haben können.

4. Endlich das Auftreten solcher vorerwähnter, ungemein tief und energisch verwitterter Moränen und fluvioglazialer Ablagerungen unter völlig frischen glazialen Bildungen, zum Teil aber im Zusammenhang mit den vorerwähnten Ablagerungen, die Reste wärmeliebender Faunen und Floren führen.

Diese drei, bzw. vier Gruppen von Erscheinungen sind in sämtlichen vorerwähnten drei Hauptdiluvialgebieten in gleicher Weise beobachtet und meistens auch in gleicher Weise gedeutet worden.

Demgegenüber steht eine kleine Gruppe von Forschern, die teils aus theoretischen Gründen für eine Einheitlichkeit der Eiszeit eintreten, teilweise auch die Richtigkeit der den oben angeführten Argumenten zugrunde liegenden Beobachtungen direkt bestreiten oder wenigstens diese Beobachtungstatsachen anders deuten wollen.

Über die Anzahl der verschiedenen Vereisungen in den Hauptdiluvialgebieten herrscht noch keine völlige Übereinstimmung unter der Gruppe der Polyglazialisten; Penck-Brückner in den Alpen und die Mehrzahl der nordamerikanischen Geologen treten für eine viermalige allgemeine Vereisung ein nebst einigen mehr oder minder erheblichen »Stadien«; in Norddeutschland ist wohl die Mehrzahl der Glazialgeologen der Ansicht, daß dort nur drei Eiszeiten nachweisbar sind; ganz vereinzelt wird auch noch eine zweimalige diluviale Vergletscherung und nur eine Interglazialzeit vertreten.

Es soll die Aufgabe der folgenden Zeilen sein, die Beweise und Gründe, die für eine mehrmalige Vereisung des norddeutschen Tieflandes sprechen, zusammenzustellen, sie auf ihren Wert und ihre Beweiskraft zu prüfen, die nach unseren heutigen Erfahrungen unbrauchbaren Argumente für Interglaziale auszuscheiden, um so einen Überblick zu ge-

winnen, ob und in wie weit die Ansicht von der mehrfachen Wiederholung des glazialen Diluvialphänomens besser begründet ist als die von der Einheitlichkeit der Eiszeit.

Um diese Untersuchung nicht einen weit über den Rahmen dieser Zeitschrift hinausgehenden Umfang annehmen zu lassen, muß ich mich bei der Diskussion auf die wesentlichen und gut untersuchten Vorkommen beschränken — eine Aufzählung und Diskussion aller jemals für Interglazial gehaltener Ablagerungen und noch mehr eine kritische Auseinandersetzung mit allen über die Frage des norddeutschen Interglazials veröffentlichten Schriften würde einen weit größeren Raum in Anspruch nehmen, als er in dieser Zeitschrift zur Verfügung steht, ohne die vorliegende Frage deshalb weiter zu fördern. Daß besonders unter den älteren Angaben für Interglaziale vieles enthalten ist, was einer schärferen Kritik nicht standhält, ist ohne weiteres zuzugeben, und die genauere Besprechung dieser Vorkommen kann deshalb ohne Schaden unterbleiben.

Was nun die erste Gruppe von Argumenten betrifft, so ist es nach übereinstimmender Ansicht aller Diluvialforscher klar, daß aus der Tatsache vielfacher, nur durch fluvioglaziale Sedimente getrennter Grundmoränen allein nicht auf eine Mehrzahl von getrennten Vereisungszeiten geschlossen werden kann, sondern daß es nur als nebensächliches Argument in den Fällen brauchbar ist, wenn die fluvioglazialen Zwischenschichten von sehr erheblicher Mächtigkeit und Horizontalverbreitung sind (was sich im allgemeinen nicht einwandfrei nachweisen läßt), oder wenn diese trennenden fluvioglazialen Sedimente im unzweideutigen Zusammenhang mit großen Terrassen und Erosionserscheinungen in den Abflußtälern stehen, was im eigentlichen Norddeutschland bisher nur für die jüngsten Moränen nachweisbar war. Nur im südlichen und westlichen Randgebiete des norddeutschen Diluviums sind bisher Versuche gemacht worden, die Terrassengliederung der Flüsse mit der Gliederung des nordischen Diluviums und mit älteren Diluvialablagerungen glazialer Natur in Beziehungen zu bringen; diese Forschungen haben um so überzeugendere Resultate ergeben, als sie mit Argumenten der dritten Gruppe, die sich aus dem Vorhandensein wärmeliebender Floren und Faunen ergaben, kombiniert werden konnten.

Aus der Tatsache, daß z. B. die interglazialen Saaleterrassen, die von nordischen Moränen und Moränenresten unterlagert und überlagert werden, selbst aber im wesentlichen südliches Material führen, eine geologische Arbeit des Flusses darstellen und beweisen, die mindestens ebenso groß und ergiebig gewesen ist als die geologische Arbeit des Flusses in der — für jene Gegend — postglazialen Zeit (12 km breites Tal mit 3—10 m Schottermächtigkeit) (Nr. 118 des Literaturverzeichnisses) ist meines Erachtens mit Sicherheit zu schließen, daß diese interglaziale Tal- und Terrassenbildung mindestens ebensolange Zeit gebraucht hat, als seit dem Verschwinden des Eises aus jener Gegend ver-

gangen ist, also mindestens ebensolange gedauert hat, als die Postglazialzeit (vielleicht ebensolange als die Postglazialzeit und die letzte Eiszeit zusammen), und wir werden einen Zeitabschnitt mindestens von der Länge und Bedeutung der Postglazialzeit nicht als eine kurze und geologisch irrevalente Oszillation bezeichnen können, sondern wohl als wirkliche große Interglazialzeit bezeichnen müssen.

Daß die rein stratigraphische — noch aus der Zeit der Drifttheorie stammende — Gliederung auf den Karten der preußischen geologischen Landesaufnahme in einen »Oberen« und die mehrfachen »Unteren« Geschiebemergel, die lediglich durch (zum Teil sehr wenig mächtige) Sandzwischenlagen getrennt sind, besonders auf den älteren Karten bis zum Anfang der neunziger Jahre des vorigen Jahrhunderts, für die Entscheidung der vorliegenden Frage der mehrfachen Vereisung von sehr geringer Bedeutung ist, ist ohne weiteres zuzugeben und wird durch verschiedene Ursachen bedingt.

Einenteils ist nämlich, besonders bei den älteren Karten aus der Umgegend von Berlin und aus Ostpreußen, durchaus nicht immer rein stratigraphisch und nach reiner Beobachtung kartiert, sondern es ist damals bei der Abgrenzung von »Oberem« und »Unterem« Geschiebemergel in zweifelhaften Fällen vielfach von Kriterien und Hypothesen ausgegangen, die, wie wir heute wissen, großenteils irrtümlich waren, z. B. von der Annahme, daß das Diluvium durchgehend horizontal gelagert sei, daß der Obere Geschiebemergel braun, bzw. gelb und verhältnismäßig wenig mächtig, dagegen der »Untere« Geschiebemergel grau, bzw. blaugrau gefärbt und stets sehr viel mächtiger sei (entsprechend dem »Diluvium jaune« und »Diluvium bleu«), daß mächtige Sande und geschichtete Tone nur im »Unteren« Diluvium vorkämen usw., und anderenteils ist diese rein stratigraphische Gliederung in einen »Oberen« und die darunterliegenden vielfachen »Unteren« Geschiebemergel auch im Gebiete des baltischen Höhenrückens durchgeführt, wo nicht nur das Diluvium überhaupt, sondern auch das jüngste Diluvium von ganz ungewöhnlicher Mächtigkeit ist, aus sehr zahlreichen Geschiebemergelbänken besteht, und wo die für die Altersgliederung des Diluviums in Produkte verschiedener Eiszeiten maßgebenden, Fauna und Flora führenden Interglazialablagerungen meistens so tief liegen, daß sie nur bei ganz besonders günstigen Umständen zur Beobachtung gelangen können. Der »Untere« Geschiebemergel der Karten der preußischen Landesaufnahme besteht also aus Gebilden von sehr verschiedenem Alter und sehr verschiedener stratigraphischer Bedeutung und gehört sicher zu sehr erheblichen Teilen ins jüngste, »Obere« Diluvium, in die Zeit nach Ablagerung der Interglazialbildungen mit wärmeliebender Fauna und Flora, bzw. in die Zeit der Ablagerung der großen oberdiluvialen Endmoränen (37).

Erst durch die zahlreichen Bohrungen der letzten 20 Jahre haben wir eingehendere und zuverlässigere Vorstellungen davon bekommen,

wie mächtig das Diluvium besonders im Gebiete des baltischen Höhenrückens (aber stellenweise noch außerhalb desselben) ist, aus wie zahlreichen Grundmoränenbänken dieses jüngste Diluvium besteht, im Anschluß daran aber leider auch, wie außerordentlich selten in diesen Bohrungen Schichten und Erscheinungen getroffen werden, die zu einer historischen Gliederung im Sinne der Ablagerungen verschiedener, großer Eiszeiten sich verwerten lassen.

Der aus den Anforderungen der praktischen Verwertung und des Kartendrucks sich ergebende Zwang, eine rein stratigraphische Gliederung des Diluviums auch dort durchzuführen, wo die Beweise für eine historische Gliederung in Ablagerungen verschiedener Eiszeiten nicht (bzw. nicht mehr) vorhanden oder nicht nachzuweisen sind, da die Aufschlüsse dazu ganz ungenügend sind, rechtfertigt die Methode der preußischen Kartierung, den obersten Geschiebemergel von den tiefer liegenden »Unteren« abzutrennen; ob und in wie weit dann diese rein stratigraphische Gliederung der historischen entspricht, wird sich in vielen Gebieten entweder überhaupt nicht oder erst nach Erlangung eines genauen Überblickes über die Verhältnisse des ganzen Flachlandes entscheiden lassen.

In den preußischen Kartenaufnahmen etwa seit dem Beginn des 20. Jahrhunderts, die großenteils sich entweder auf Randgebiete der nordischen Vereisung oder auf besonders günstig aufgeschlossene Gebiete erstrecken, ist es dagegen vielfach schon gelungen, die rein stratigraphische Gliederung mit der historischen im Sinne mehrerer, durch große Interglazialzeiten getrennter Inlandeisinvasionen in Übereinstimmung zu bringen und nachzuweisen, daß hier die »Unteren« Geschiebemergel wirklich älteren Vergletscherungen angehören, indem Argumente der zweiten und dritten Gruppe einwandfrei mit der rein stratigraphischen Gliederung und der Terrassengliederung kombiniert werden konnten.

Die zweite Gruppe der für eine Gliederung des Diluviums und für die Annahme langer, warmer Interglazialzeiten verwendeten Erscheinungen — die verschiedene Formerhaltung und der verschiedene Verwitterungsgrad der glazialen und fluvioglazialen Gebilde — liefert nach Ansicht einer immer zahlreicher werdenden Gruppe von Diluvialforschern besonders zwingende Beweise in dieser Beziehung.

Wer das norddeutsche Diluvium aus eigener Anschauung kennt, dem muß der frappante Gegensatz zwischen den Landschaftsformen in der Umgebung des baltischen Höhenrückens und denen z. B. westlich der Elbe und in Schlesien als erstes und auffälligstes einen ganz besonders tiefen Eindruck machen und dringend nach einer Erklärung rufen.

In dem einen Gebiet findet man nur schroffe, zum Teil sehr schroffe, frische Geländeformen und eine Unzahl geschlossener, abflußloser Depressionen, Moore, Seen usw., in dem anderen ein ganz flachwelliges, völlig abdrainiertes Gebiet mit »greisenhaften« Oberflächenformen, trotzdem die petrographischen Elemente des Aufbaues im wesentlichen

dieselben sind. Auf dem baltischen Höhenrücken und noch zum Teil erheblich über ihn hinaus finden wir ferner (abgesehen von einem beschränkten Gebiet in Hinterpommern), daß die Verwitterungstiefe der diluvialen Bildungen eine geringe, bzw. sehr geringe ist (1,25—1,75 m, oft noch wesentlich weniger); im Westen Schleswig-Holsteins und mehr vereinzelt auch in anderen, weiter außerhalb des Höhenrückens gelegenen Gebieten treffen wir dagegen gar nicht so selten glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen, die bis auf 10, 12 ja 20 m Tiefe und noch mehr ganz außerordentlich intensiv verwittert sind und dadurch im schärfsten Gegensatz zu jenen frischen Bildungen des Höhenrückens stehen (27).

Daß zu einer 10—20 mal so tief gehenden und meistens auch erheblich intensiveren Verwitterung unter sonst gleichen Umständen auch mindestens eine 10—20 mal solange Zeit gehört, ist doch der nächstliegende Schluß, der so lange zu Recht bestehen bleibt, als nicht andere uns noch unbekannte Faktoren als Ursache dieser so auffälligen Verschiedenheiten nachgewiesen werden. Nehmen wir dazu die weitere Tatsache, daß diese so außerordentlich tief gehenden und intensiven Verwitterungserscheinungen nicht nur außerhalb (westlich und südlich) von dem frischen, wenig verwitterten Diluvium auftreten, sondern auch zum Teil unter diesem frischen Diluvium beobachtet sind, und zwar stellenweise im stratigraphischen Zusammenhang mit pflanzenführenden Ablagerungen, die die in Europa jetzt ausgestorbene wärmeliebende Diluvialflora enthalten, so wird die Wahrscheinlichkeit, daß wir in diesen so außerordentlich tiefgehenden Verwitterungserscheinungen die Produkte einer, bzw. mehrerer warmer Interglazialzeiten vor uns sehen, nach unserer jetzigen Kenntnis der Verhältnisse und der wirksamen Faktoren meines Erachtens zur Gewißheit.

Es handelt sich dabei nicht nur um eine außerordentlich tiefgehende Entkalkung der normalerweise recht kalkhaltigen glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen, sondern auch um eine oft recht weitgehende Zersetzung (Verlehmung) der in ihnen enthaltenen Feldspäte und um eine intensive Eisenhydroxydbildung, einen Komplex von Erscheinungen, der nach unseren jetzigen Kenntnissen nur durch intensive Oberflächenverwitterung unter gleichzeitiger Mitwirkung von Wasser, Luft und Kohlensäure bedingt sein kann, nicht etwa, wie von gewisser Seite neuerdings behauptet ist, eine einseitige Auflösungserscheinung infolge von zirkulierendem Grundwasser darstellt, was schon aus dem Grunde in vielen Fällen unmöglich ist, weil die von dieser intensiven Verwitterung und Zersetzung betroffenen Grundmoränenbänke praktisch wasserundurchlässig und die derartig verwitterten Sand- und Kiesschichten zum Teil nahezu oder völlig grundwasserfrei sind.

Daß derartig tiefgehende Verwitterungserscheinungen außerhalb der Verbreitung des jungen, frischen Diluviums relativ so selten sind, liegt — soweit es nicht einfach Mangel an Beobachtung ist (20, 21)

— offenbar zum erheblichen Teil daran, daß sie dort großenteils der Denudation und Erosion zum Opfer gefallen sind, zum Teil auch daran, daß die älteren glazialen Ablagerungen außerhalb der Verbreitung des jungen, frischen Diluviums vielfach von Löß bedeckt und dadurch sowohl der Verwitterung wie auch der Beobachtung entzogen sind.

Was nun die dritte Gruppe von Argumenten für eine Gliederung des Diluvialphänomens, die extraglazialen Ablagerungen mit organischen Resten betrifft, so sind darunter bisher sehr verschiedenartige und verschiedenwertige Dinge zusammengefaßt worden, und erst in den letzten Jahren haben sich die Anschauungen darüber zu klären begonnen, welche dieser Ablagerungen als Beweise für wirkliche, große Interglazialzeiten betrachtet werden können, und welche anderen in dieser Beziehung wertlos sind, bzw. nur kurze, kleine Eisrandoszillationen kennzeichnen.

Während man in der ersten Zeit vielfach geneigt war, jede fauna- und floraführende Schicht als Kennzeichen einer Interglazialzeit anzusehen, stellte es sich bei näherem Studium bald heraus, daß einige dieser Ablagerungen nur Reste arktischer, bzw. hocharktischer Lebewesen enthielten, die sehr gut am Rande des Inlandeises gedeihen konnten, mithin nichts für ein wärmeres Klima zur Zeit ihrer Ablagerung beweisen, während andere derartige Ablagerungen Tiere und Pflanzen enthalten, die nach unserer jetzigen Kenntnis ihrer Lebensbedingungen entweder ein dem heutigen Klima Norddeutschlands analoges oder gar ein noch günstigeres Klima voraussetzen, also zu beweisen scheinen, daß die Eisausdehnung zur Zeit ihrer Ablagerung mindestens ebenso gering gewesen sein mußte wie heutzutage.

Endlich kennen wir einige zwischen glazialen Komplexen gelegene, fossilführende Ablagerungen, bei deren Studium es sich herausgestellt hat, daß sich in ihnen Klimaänderungen in dem Sinne nachweisen lassen, daß sie unten mit organischen Resten beginnen, die auf arktische Lebensbedingungen hinweisen, daß darauf solche Organismen folgen, die immer bessere Klimabedingungen anzeigen, bzw. verlangen, bis sie zum Schluß wieder mit Resten mehr kälteliebender, bzw. arktischer Lebewesen abschließen. Daß derartige zwischen glazialen Komplexen eingeschlossene Ablagerungen besonders beweisend für die Existenz von wirklich warmen, großen Interglazialzeiten sind, liegt auf der Hand. Zu den Ablagerungen, die wegen des hocharktischen Charakters der in ihnen enthaltenen Lebewesen als Beweise für Interglazialzeiten eo ipso ausscheiden, gehören die Yoldiatone (= Portlandiatone) und die marinen Tone mit ähnlicher hocharktischer Fauna: *Phoca g. oenlandica*, *Gadus polaris*, *Leda pernula*, *Modiolaria corrugata*, *Tellina calcarea*, *Pandora glacialis* usw., sowie die Dryastone und ähnliche, interstadiale Ablagerungen, die im Gegenteil beweisen, daß bei ihrer Entstehung der Inlandeisrand sich in unmittelbarer Nähe befunden haben muß. Darauf weist nicht nur der biologische Charakter dieser Faunen und Floren (»Krüppelformen«) hin, sondern auch die Tatsache,

daß in diesen Ablagerungen mehr oder minder häufig gekritzte Geschiebe vorkommen, die durch Drift hineingeraten sein müssen.

Auch aus der Tatsache der häufiger beobachteten mehrfachen Verzahnung und unmittelbaren Wechsellagerung derartiger hocharktischer und borealer Ablagerungen mit Moränen läßt sich ihre Entstehung unmittelbar am Eisrand erweisen, der immer wieder Moränenfetzen in sie hineinschob.

Die große Bedeutung dieser sicher nicht interglazialen Ablagerungen mit arktischer zum Teil hocharktischer Fauna und zum Teil verkrüppelter Flora für die Lehre von den wirklichen Interglazialzeiten besteht darin, daß sie uns unwiderleglich beweisen, daß auch in Norddeutschland zur Zeit der diluvialen Eisbedeckungen ein sehr ungünstiges Klima geherrscht hat, das dem der jetzigen Arktis außerhalb der oder dicht an der Baumgrenze etwa entsprochen hat, daß also der mehrfach gemachte Einwand der Monoglazialisten, die diluvialen Gletscher könnten sich sehr gut unter annähernd eben solchen klimatischen Bedingungen wie heute bis tief nach Norddeutschland hinein mitten in unsere jetzige Vegetation erstreckt haben (nach Analogie mit den Gebirgsgletscherzungen Neuseelands), völlig unmöglich ist.

Wir kennen diluviale Faunen und Floren, die unmittelbar am Eisrand gelebt haben, und die sämtlich mindestens arkto-boreal, bzw. hocharktisch sind (*Yoldia arctica*, *Dryas octopetala*, die hochnordische, grönländische Varietät, nicht die alpine Form! *Salix polaris*, hochnordische Moose usw.), und wir kennen andere diluviale Faunen und Floren (30, 31), deren Existenzbedingungen mit denen dieser nachweislich am Inlandeisrande vorhandenen Faunen und Floren völlig unvereinbar sind, die mindestens dieselben Klimabedingungen, wie wir sie heute haben — ja zum Teil noch wesentlich bessere —, verlangen (*Ostrea edulis*, *Tapes aureus eemiensis*, *Gastrana fragilis*, *Syndesmya ovata*, *Haminea navicula*, *Ilex*, *Acer*, *Tilia*, *Juglans*, *Brasenia* usw.). Diese beiden Organismengruppen schließen sich heutzutage gegenseitig völlig aus.

Yoldientone, die den in Nordgrönland und Spitzbergen herrschenden Lebensbedingungen entsprechen, einerseits und Cyprinentone und Austernbänke, die etwa auf klimatische Verhältnisse hinweisen, wie wir sie jetzt in der Nordsee finden, sowie die typischen Eemablagerungen, deren bezeichnendste Formen erst südlich vom Ärmelkanal auftreten, können sich ebenso unmöglich zur selben Zeit und unter denselben Umständen gebildet haben, wie die hochnordische Moostundra mit ihren Krüppelformen gleichzeitig bei uns mit deutschem Laubhochwald mit Eiche, Linde, Ahorn, Stechpalme, Ulme, Weißtanne, sowie mit einer Teichvegetation mit Seerosen, Wassernuß, *Brasenia*, *Stratiotes* usw. existiert haben kann.

Es sei ausdrücklich auf den diesbezüglichen, merkwürdigen und meines Erachtens völlig unverständlichen Widerspruch der Monoglazia-

listen z. B. in E. Geinitz »Einheitlichkeit der quartären Eiszeit« S. 7 und 8 hingewiesen, wo es heißt: »Daß die gewaltigen Eismassen auf das Klima der Umgebung Einfluß ausübten, ist selbstverständlich; dadurch erklärt sich eine gewisse allgemeine Temperaturabnahme Nordeuropas«. Diese so zugestandene Temperaturabnahme ist erwiesen durch die Dryasflora, die Krüppeltundrenflora und die arktische Tierwelt. S. 7 l. c. wird aber zugestanden: »Fauna und Flora des Quartär entsprechen dem heutigen, nur ein wenig verbesserten Klima«, was ebenfalls durch die Interglazialfloren vollgültig erwiesen wird.

Dies ist ein vollkommener Widerspruch bei Annahme, daß die interglazialen und glazialen Faunen und Floren gleichzeitig gelebt, daß das Eis sich in ein Gebiet mit noch günstigerem Klima als jetzt hinein erstreckt hat, und läßt eben nur die eine Deutung und Auffassung zu, daß die glazialen und interglazialen Floren und Faunen, ebenso wie sie sich heutzutage gegenseitig ausschließen, auch im Diluvium zu ganz verschiedenen Zeiten bei uns gelebt haben, erstere bei abschmelzendem, bzw. vorstoßendem Inlandeis, letztere bei völlig verschwundenem Eise, was auch mit dem stratigraphischen Befunde in bestem Einklang steht.

Die erwiesene und zugestandene Tatsache des etwas besseren Klimas steht aber auch mit der immer wieder von Geinitz und Lepsius vorgebrachten Hypothese im Widerspruch, daß Norddeutschland zur Zeit des Diluviums mehrere hundert Meter höher gelegen habe als heutzutage, welche Hypothese auch ebenso im Widerspruch mit der erwiesenen Tatsache der altdiluvialen, von Holland bis Ostpreußen verbreiteten Flachwasserfauna der Eemzone steht (30, 31).

Zu jenen Ablagerungen, die von der überwiegenden Anzahl der Forscher auch jetzt noch als schlüssige Beweise für wirkliche, warme, große Interglazialzeiten betrachtet werden, gehören die Schichten mit *Corbicula fluminalis* und die marinen Ablagerungen mit *Ostrea edulis*, *Tapes aureus eemiensis* und anderen Formen, die wir jetzt nicht nördlicher als in der eigentlichen südlichen Nordsee, bzw. südlich vom Ärmelkanal und im Mittelmeer treffen, oder die schon ganz ausgestorben sind (*Mytilus cf. minimus* und *M. lineatus*, *Lucina divaricata*, *Syndesmya ovata*, *Gastrana fragilis*, *Haminea navicula*, *Cardium tuberculatum* und *C. papillosum*, *Circe minima*, *Dosinia lupinus*, *Tellina donacina*, *Eulimella nitidissima* und *Tapes aureus eemiensis*[1])) und andererseits die Ablagerungen mit Land- und Wasserpflanzen, die jetzt nur noch an den klimatisch günstigeren Stellen Norddeutschlands gefunden werden oder fruktifizieren, bzw. die in Europa schon ausgestorben sind, wie *Ilex aquifolium*, *Tilia platiphyllos*, *Fagus silvatica*, *Carpinus betulus*, *Quercus robur*, *Fraxinus excelsior*, *Corylus avellana*, *Abies pectinata*, *Stratiotes aloides*,

[1]) Der vielleicht mit dem *Tapes senescens* des oberitalienischen Pleistocäns identisch ist.

Brasenia purpurea, Dulichium spathaceum usw. Die beiden letzteren sind postglazial aus Europa überhaupt nicht mehr bekannt und leben jetzt nur noch in Nordamerika, Japan, Australien unter klimatisch günstigen Bedingungen, die anderen finden alle innerhalb Deutschlands und Südschwedens die Nord-, bzw. Ostgrenze ihrer natürlichen Verbreitung.

Bei den Ablagerungen, die die oben erwähnte gemäßigte marine Fauna führen, ist es natürlich Hauptbedingung ihrer Beweiskraft für eine Interglazialzeit und für ihre Verwendung zur Gliederung der Diluvialschichten, daß diese Ablagerungen noch an ihrer ursprünglichen Stelle liegen und nicht etwa in toto als Schollen glazial verschleppt sind oder die Fauna verschwemmt auf sekundärer Lagerstätte enthalten, was beides früher nicht genügend beachtet ist.

Wenn derartige marine Flachwassersedimente in Ost- und Westpreußen (Kiwitten bei Heilsberg, Neudeck bei Freystadt, Domachau bei Danzig usw.) in Höhen von über 100—163 m über dem Ostseespiegel liegen, so beweist das ohne weiteres, daß sie ganz erheblich disloziert sind, und — in Verbindung mit den Bohrergebnissen der Umgebung — daß sie aller Wahrscheinlichkeit nach als verschleppte, wurzellose Schollen im oberen Diluvium schwimmen, und wenn zusammenhanglose Schalen dieser Flachwasserfauna — und sei es noch so massenhaft — in mehrfach übereinanderliegenden fluvioglazialen Schichten vorkommen, die durch dünnere oder dickere Grundmoränenbänke getrennt sind, die zum Teil selbst noch diese Molluskenschalen als Geschiebe enthalten, ohne daß vollständige zweiklappige Exemplare von verschiedener Größe und in Gemeinschaft mit sehr viel kleineren Organismenresten (ganz kleinen Gastropoden oder Foraminiferen) vorkämen, so wird man derartige Ablagerungen nur als durch Gletscherwässer aufgearbeitet und umgelagert, nicht aber als interglaziale Ablagerungen betrachten können, die noch zur Gliederung der sie einschließenden, glazialen Schichten verwendbar sind. Diese Erwägungen treffen besonders für die Fundstellen der sogenannten »Nordseefauna« an der Unteren Weichsel (Jacobsmühle usw.) zu, deren sekundäre Natur aus den oben angeführten Gründen als erwiesen anzusehen ist.

Viel weniger beweisend für Interglazialzeiten als die gemäßigten marinen Faunen und die vorerwähnten Land- und Wasserfloren sind gewisse Ablagerungen mit Süßwassermollusken, deren nördliche Verbreitungsgrenze jetzt erheblich außerhalb des arktischen Gebietes liegt, die aber in unserem Diluvium teilweise in inniger Wechsellagerung mit glazialen Ablagerungen und zusammen mit Resten hochnordischer Lebewesen vorkommen, trotzdem sie heute niemals mit diesen arktischen Lebewesen zusammen gefunden werden.

Gewisse und zum Teil recht große Anodonten, Limnäen, Valvaten, Pisidien usw., deren heutige Nordgrenze mit recht hohen Isothermen zusammenfällt, finden wir in Norddeutschland im innigsten Schichten-

verband mit Moränen, bzw. mit hochnordischer Flora (*Dryas octopetala*, *Salix polaris* usw.) unter Umständen, die es beweisen, daß diese Süßwasserfauna unmittelbar am Eisrand gelebt haben muß, zur selben Zeit (bzw. noch früher) als unmittelbar daneben die hochnordische Tundrenflora vegetierte, die heute nur unter weit schlechteren Lebensbedingungen fortkommt. Die Erklärung für das Auftreten dieser wärmeliebenden Süßwasserfauna in Ablagerungen, die unmittelbar am Eisrand bei nur ganz kurzen Oszillationen desselben gebildet und oft wieder vom Eise überwältigt wurden, haben die neuen Forschungen von Wesenberg-Lund (151) geliefert, durch die der Nachweis erbracht wurde, daß in unseren Breiten (d. h. bis auf die dänischen Inseln) im Frühling bei dem hohen Sonnenstande die Litoralregion der flachen Seen bei Südexposition, oft nur $^3/_4$ bis 2 m von der abschmelzenden Eisdecke entfernt, 9—13° höhere Temperaturen (bis 13° ja bis 20°) aufweist als die Luft und als die dicht daneben liegende, beschattete Wasserfläche, so daß sich in dieser warmen Flachwasserschicht der Sonnenseite bei uns ein üppiges Tier- und Wasserpflanzenleben entwickelt, während die Landvegetation noch völlig erstarrt ist. In dem jetzigen Verbreitungsgebiet der hocharktischen Flora treten diese Verhältnisse wegen des niedrigen Sonnenstandes und der anderen Beschaffenheit der dortigen Seeufer nicht ein; dort ist Luft- und Wassertemperatur im Frühling annähernd dieselbe, und diese jetzt auf wesentlich südlichere Gebiete beschränkte Süßwasserfauna konnte deshalb dem zurückweichenden Inlandeisrande lange nicht so weit folgen als die viel anspruchslosere arktische Flora. Daher beweisen Ablagerungen mit derartiger Süßwasserfauna im norddeutschen Diluvium an sich noch gar nichts für eine Interglazialzeit, sondern nur etwas für eine eventuell ganz kurze Oszillation des Eisrandes, was auch durch die stratigraphischen Verhältnisse (Verzahnung mit Moränen) vielfach bestätigt wird.

Inwiefern die großen Landsäugetiere des Diluviums zwingende Beweise für warme Interglazialzeiten abgeben, darüber herrscht noch nicht in allen Fällen völlige Übereinstimmung. Daß Moschusochs und Renntier und andere hochnordische Tiere gar nichts in dieser Hinsicht beweisen, sondern im Gegenteil auf arktisch-glaziale Verhältnisse hinweisen, ist ohne weiteres klar; dasselbe gilt natürlich vom Mammut, dem wollhaarigen Nashorn und anderen zwar ausgestorbenen, aber nach sonstigen sicheren Indizien unzweifelhaft nordischen Tieren.

Inwieweit aber die anderen großen diluvialen Säugetiere (Urochs, Riesenhirsch, Pferd, *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Merckii*, Höhlenlöwe usw.) unter unseren Breiten etwa den Lebensbedingungen in der Nähe eines großen Inlandeises angepaßt waren, wird sich schwerlich mit Sicherheit ausmachen, sondern nur mit einiger Wahrscheinlichkeit mutmaßen lassen, und sie werden als Beweise für wirkliche Interglazialzeiten wohl nur in Verbindung mit Florenelementen betrachtet werden können, deren Lebensbedingungen genauer bekannt und schärfer begrenzt sind.

Von viel größerer Beweiskraft dagegen ist offenbar das Vorkommen von *Corbicula fluminalis* in den interglazialen Saale-, bzw. Unstrutschottern, denn daß diese Muschel, die jetzt nur in den östlichen Mittelmeerländern lebt und sogar bei uns nicht mehr zusagende Lebensbedingungen findet, nicht unter eiszeitlichen Bedingungen im Thüringischen Vorland gelebt haben kann, ist evident.

Aus obigen Ausführungen ergibt sich also, daß zwischen die Ablagerung verschiedener Grundmoränen in Norddeutschland Zeiten fallen, in denen

1. geologische Erosions- (und Akkumulations-)arbeit geleistet wurde mindestens von dem Ausmaße wie in postglazialer Zeit,

2. Verwitterungserscheinungen von etwa der zehnfachen Tiefe und größerer Intensität eingetreten sind wie nach dem Verschwinden des letzten Inlandeises,

3. eine Fauna und Flora gelebt hat, die mindestens dieselben günstigen Klimabedingungen verlangt, wie sie jetzt in Norddeutschland vorhanden sind, ja die zum Teil nicht unwesentlich bessere Klimabedingungen erfordert.

Aus anderen Beobachtungen ergibt sich ferner, daß während der Ablagerung der Moränen klimatische Bedingungen geherrscht haben, wie wir sie jetzt nur in der Arktis, außerhalb der Baumgrenze finden (hocharktische, bzw. ganz verkümmerte Flora), in der die Wirkung der Verwitterungsfaktoren annähernd gleich Null ist, und unter denen die oben erwähnte wärmeliebende Fauna und Flora unmöglich gelebt haben kann.

Damit ist nach Ansicht des Verfassers und der überwiegenden Mehrzahl der Forscher die Existenz wirklicher, langer, warmer Interglazialzeiten einwandfrei erwiesen, und die Ansicht aus der Diskussionsmöglichkeit ausgeschaltet, daß das Inlandeis sich unter den jetzigen klimatischen Bedingungen bis nach Norddeutschland erstreckt, seine Zungen mitten in unsere Vegetation hinein vorgeschoben und nur im Randgebiete geologisch irrelevante Oszillationen ausgeführt hat. Es hat sowohl große, warme Interglazialzeiten, wie kleine Interstadialzeiten mit ungünstigen Klimaverhältnissen — ganz kurze Oszillationen des Eisrandes — gegeben.

Betrachten wir nun nach den vorstehenden generellen Erörterungen die verschiedenen danach als für warme Interglazialzeiten beweisend anzusehenden Erscheinungen im Zusammenhang zueinander und mit den verschiedenen glazialen Komplexen, um zu erfahren, wie in jedem einzelnen Falle die Beweise dafür beschaffen sind, und auf wieviel derartige warme Interglazialzeiten jene Erscheinungen etwa hindeuten, und wie sie sich zur Gliederung des Diluviums verwerten lassen, so wird es zweckmäßig sein, nicht das ganze norddeutsche Tiefland auf einmal in bezug auf die Gleichaltrigkeit, bzw. Verschiedenheit der einzelnen marinen und pflanzlichen Interglaziale und der Verwitterungszonen zu

betrachten, sondern erst einzelne, in sich mehr gleichartige Bezirke auf diese Verhältnisse zu untersuchen und dann weiter zu versuchen, die auf diese Weise gewonnenen lokalen Ergebnisse miteinander in Übereinstimmung zu bringen.

Schleswig-Holstein.

Beginnen wir mit der in bezug auf diese Verhältnisse am besten bekannten und am günstigsten aufgeschlossenen Provinz, mit Schleswig-Holstein, das quer zu der Hauptbewegungsrichtung wenigstens des letzten Inlandeises gelegen, auf etwa 100 km Breite sämtliche Glieder des Diluviums von den ältesten bis zu den jüngsten enthält, vom Kaiser-Wilhelm-Kanal mit seinen ausgezeichneten Aufschlüssen quer durchschnitten und auch sonst noch durch zahlreiche und lehrreiche Aufschlüsse der Beobachtung gut zugänglich ist. Wir wissen daraus, daß die Mächtigkeit der Diluvialablagerungen dort sehr verschieden und zum Teil enorm groß ist: 120 m bis über 300 m im Westen, 40—238 m im Osten des Landes, abgesehen von vereinzelten noch extremeren Zahlen; daß Oberflächenformen und Erhaltung der Diluvialablagerungen im Osten und Westen des Landes sehr verschieden sind, daß eine große Anzahl sowohl von glazialen wie interglazialen, Fauna und Flora führenden Ablagerungen, von Verwitterungszonen und von ausgedehnten, ergiebigen Wasserhorizonten vorhanden sind, die dieses zum Teil enorm mächtige Glazialdiluvium ausgezeichnet zu gliedern gestatten.

Der große, junge, frische Endmoränenzug, der die ganze Halbinsel der Länge nach durchzieht, erweist das dahinter (östlich) gelegene Gebiet als sicheres jüngstes Diluvium, als Produkt der letzten großen Eiszeit. Dieses sowie das vor der Endmoräne liegende, zum Teil ältere Diluvialgebiet ist hier auf einen erheblich engeren Raum zusammengedrängt wie sonst in Norddeutschland, und daher sind die ganzen Verhältnisse in Schleswig-Holstein erheblich übersichtlicher und klarer wie sonst irgendwo in Norddeutschland.

Der Kaiser-Wilhelm-Kanal durchschneidet im Osten zwischen Holtenau und Sehestedt diese typische, kuppige Grundmoränenlandschaft, die von einem völlig frischen, größtenteils blaugrauen Geschiebemergel mit sehr geringer Verwitterungsrinde gebildet wird (26).

Auf diesem Geschiebemergel liegen in kleineren und größeren Becken spätglaziale und postglaziale Ablagerungen in der Facies der arktischen Dryastone mit *Dryas octopetala* (hocharktische Form), *Salix polaris*, *S. herbacea*, *S. reticulata* und *S. phyllicifolia* und *Betula nana*, die zum Teil noch mit dem Geschiebemergel verzahnt sind und wechsellagern und uns über den Charakter der am Eisrande lebenden Flora und Fauna (*Planorbis strœmi*, *Valvata antiqua*, Pisidien, *Sphærium duplicatum* und *corneum*, *Limnaea*, *Anodonta* usw.) aufklären.

Unter dem 15 bis 25 ja bis 45 m mächtigen Obersten Geschiebemergel liegen an verschiedenen Stellen, durch Bohrungen aufgeschlossen, ältere

Moore und Torfe, deren Pflanzenbestand zum Teil noch nicht untersucht, zum Teil nicht mehr festzustellen ist. Kiefer, Birke und wahrscheinlich Rotbuche sind in einem derartigen, 1 m starken Waldtorf, der in Verbindung mit Moostorf stand, festgestellt; in einem anderen Moor unter den Nordpfeilern der Wiker Hochbrücke liegt eine ausgedehnte, jetzt noch (nach der diluvialen Zusammenpressung) mehr als 10 m mächtige Faulschlammbildung, in der von beweisenden Pflanzen bis jetzt die Hainbuche nachgewiesen ist. (Die Untersuchungen darüber sind erst im Beginn.)

Dicht daneben liegt unter demselben Oberen Geschiebemergel und unter frischen Vorschüttungssanden ein sehr stark verwitterter, eisenschüssiger Sand, den Verfasser für eine mit diesem Moor annähernd gleichzeitige alte Verwitterungszone hält. Ferner wird der Geschiebemergel auf der ganzen Strecke bis Sehestedt von einem ausgedehnten mächtigen Sandhorizont unterlagert, dessen Ausdehnung und Zusammenhang durch die erheblichen, in ihm zirkulierenden, oft artesisch stark gespannten Wassermassen erwiesen wird.

Unter diesem wasserführenden Sandhorizont, der Verwitterungszone und den Torflagern liegt ein älterer, zum Teil erheblich mächtiger Geschiebemergel, darunter öfter sehr mächtige, ebenfalls stark wasserführende Sande, ein tiefster Geschiebemergel und darunter das Miocän.

Wir haben also hier im Osten des Landes eine mächtige, frische Grundmoräne, darunter einen ausgedehnten Wasserhorizont, eine erhebliche Verwitterungszone und Seemoore, Waldmoore und Moostorfe, in denen Birke, Eiche, Kiefer, Rotbuche (?) und Hainbuche bisher nachgewiesen sind, darunter einige ältere Geschiebemergelbänke, die zum Teil durch sehr mächtige, stark wasserführende Sande getrennt sind, und wir werden mindestens die Verwitterungszone mit den Wald- und Seemooren (und dem Wasserhorizont) als gut belegtes Interglazial betrachten dürfen, das sich nicht unter arktischen Bedingungen gebildet hat.

Zwischen Sehestedt und Rendsburg kreuzt der Kanal die zu den vorerwähnten Grundmoränen gehörige Hauptendmoräne, verläuft dann auf lange Erstreckung durch tiefgelegenes Moorgebiet und durchschneidet dann den Höhenzug bei Grünental, wo ein nur noch geringmächtiger Geschiebemergel mit geringer Verwitterungsrinde und frischer Geschiebesand mit $^3/_4$ m großen, geschliffenen Geschieben ebenfalls von einer ausgedehnten, sehr erheblich zersetzten, stark eisenschüssigen Verwitterungszone unterlagert wird, sowie von älteren Mooren, die folgende Pflanzengesellschaft enthalten: *Fraxinus excelsior*, *Picea excelsa*, *Tilia platyphyllos*, *Quercus*, *Acer*, *Ilex aquifolium*, *Betula verrucosa*, *Prunus avium*, *Corylus avellana*, *Nuphar luteum*, *Najas flexilis*, *Brasenia purpurea*, *Dulichium spathaceum* usw.; in den obersten und untersten Schichten *Pinus silvestris*, bei einem Moor in der tiefsten Schicht noch *Betula nana* (28, 29, 146, 166, 14).

Unter den Mooren liegen noch im klaren Aufschluß entkalkte und

verwitterte Sande, sowie sehr mächtige ältere Moränen; die Moore sind zum Teil durch Eisdruck auf das intensivste gestaucht, zerrissen usw., liegen aber im großen ganzen an ihrer ursprünglichen Ablagerungsstelle und werden zum erheblichen Teil von ganz sicheren Moränen: Geschiebesand mit $^3/_4$ m großen, geschliffenen Geschieben, Geschiebelehm, ja zum Teil sogar von unverwittertem Geschiebemergel bedeckt, wie die neuen Kanalaufschlüsse unzweideutig zeigen.

Daß dieses wirkliche Interglazialmoore sind mit einer Flora, die nicht in der Nähe des Eisrandes gelebt haben kann, sondern sehr günstige Vegetationsbedingungen verlangt, und daß die obersten und untersten Schichten dieser Moore erheblich ungünstigere Klimaverhältnisse anzeigen (*Betula nana*, *Pinus silvestris* usw.) als die mittlere Hauptmasse, ist jetzt nicht mehr zu bezweifeln. Die starke Verwitterungsrinde der Liegendschichten, die im stratigraphischen Verband mit den Torfen steht und zum erheblichen Teil ebenfalls von frischem jungen Diluvium bedeckt wird, beweist dasselbe.

Der über Torfen und Verwitterungszone liegende Geschiebemergel, der im Osten bei Kiel hinter der Endmoräne 15 bis 45 m mächtig war, ist hier im Westen vor dem Hauptendmoränenzuge nur noch 1,5—4 m mächtig, sonst ist die Analogie vollkommen. Dieselbe Verwitterungszone: 8 m intensiv zersetzter Sand und Kies unter 7 m frischem Sand und Geschiebemergel und über 70 m frischem Diluvium findet sich auch bei Frestedt westlich von Burg.

Unter diesen Torfen mit der sehr wärmeliebenden, zum Teil in Europa schon ausgestorbenen Flora liegen am Kanal stellenweise noch nicht unerheblich mächtige Süßwasserablagerungen mit reicher Fauna, die noch nicht durchgearbeitet ist, aber Formen enthält, wie z. B. *Planorbis albus*, die heutzutage in Deutschland kaum noch fortkommen und ebenfalls auf mindestens ebenso günstige Klimabedingungen zu deuten scheinen, wie wir sie heute in Deutschland haben, also mit dem Befund der Flora völlig übereinstimmen, die aber von allen bekannten spät- und postglazialen Ablagerungen des Gebietes wesentlich verschieden sind (32).

Dieselben — aber noch mächtigeren — Verwitterungszonen, ebenfalls in Verbindung mit Torflagern unter frischem jungen Diluvium, finden sich nun annähernd in derselben Entfernung vor der Hauptendmoräne sowohl weiter im Norden bei Süderstapel (26. 27), wo sehr mächtiger, großenteils noch blaugrauer Geschiebemergel und frische kalkhaltige Kiese mit Erosionsdiscordanz auf sehr tiefgehend und intensiv verwitterten Kiesen und Sanden liegen, die in stratigraphischem Verband mit einem Torflager stehen, und wo in der Tiefe ein älterer, muschelführender Horizont tief unter dieser Verwitterungszone liegt — wie weiter im Süden in der Gegend von Elmshorn (18), wo sie noch von einer zweiten, tieferen interglazialen Verwitterungszone unterlagert werden, und bei Glinde-Uetersen-Schulau im Unterelbegebiet.

Am besten von diesen Ablagerungen untersucht sind die von Glinde-Uetersen-Schulau (116, 14).

Die Überlagerung dieser fossilführenden Ablagerungen an der Unterelbe bei Glinde-Uetersen-Schulau teils durch unzweifelhafte Moränen (Geschiebelehm), teils durch den faciell diesen Geschiebelehm vertretenden und ganz allmählich in ihn übergehenden Geschiebesand mit mehr als $^1/_2$ m großen Geschieben ist völlig sicher und einwandfrei erwiesen! Diese von Dutzenden von Geologen als unzweideutigen Geschiebelehm anerkannte Moräne als »steingemischten Ton« aufzufassen (Geinitz), dafür liegt nicht der mindeste objektive Grund vor. Die Unterlagerung durch einen mächtigen, älteren, stellenweise bis zu 13 m Tiefe auf das intensivste verwitterten und ferrettisierten Geschiebemergel ist ebenfalls einwandfrei festgestellt.

Die Flora der Torfe enthält neben indifferenten Formen: *Pinus silvestris* und *P. montana*, *Nymphaea alba*, *Juniperus communis*, *Myrica Gale*, *Betula verrucosa* und *B. alba*, *Carpinus betulus*, *Tilia platyphyllos*, *Alnus glutinosa*, *Picea excelsa*, *Rubus idaeus*, *Rhamnus frangula*, *Nuphar luteum*, *Erica tetralix*, *Stratiotes aloides*, *Najas flexilis* und *major* usw. also Formen, die ein durchaus gemäßigtes Klima verlangen und nicht einmal in der subarktischen Zone fortkommen.

Die Fauna der unter dem Torf liegenden Schichten enthält vielfach in intakten zweischaligen Exemplaren *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Tellina baltica*, *Scrobicularia piperata*, *Litorina litorea* usw., zahlreiche Foraminiferen und *Cervus elaphus*, ist also sicher eine durchaus gemäßigte Fauna, die ebenfalls nicht am Eisrand gelebt haben kann. Wir haben also wiederum ein zwischen zwei Moränen gelegenes, durchaus einwandfreies Interglazial gemäßigten Charakters, das eine sehr lange Zeit beansprucht (negative Strandverschiebung), und eine mächtige Verwitterungszone darunter.

Das darüber liegende Obere Diluvium ist ebenfalls geringmächtig, wie bei Grünenthal und sonst meistens im Westen.

Unter dem mächtigen, liegenden Geschiebemergel mit der starken Verwitterungszone sind im Fortstreichen nach SO. in und bei Hamburg sehr mächtige geschichtete Sedimente: Sande, schwarze Tone usw., beobachtet und erbohrt, die zum Teil marine Fauna enthalten, *Ostrea edulis*, *Cylichna umbilicata*, *Cardium minimum*, *Litorina litorea*, *Mactra sp.*, *Cardium edule*, *Tellina baltica*, *Tellina exigua*, *Cyprina islandica*, *Turritella terebra*, *Hydrobia ulvae*, *Mytilus edulis*, *Scrobicularia piperata* usw. (43, 41, 34, Seite 140—141). Die Fauna ist zum mindesten durchaus gemäßigt; die Mächtigkeit der sie einschließenden Sedimente von über 170 m und die sichere Unterlagerung durch einen dritten, tiefsten Geschiebemergel spricht auf das bestimmteste für ein älteres, durchaus einwandfreies Interglazial.

Weiter landeinwärts gelegene Bohrungen bei Lockstedt haben ebenfalls drei Geschiebemergel ergeben, deren beide tiefere durch mächtige

(etwa 200 m) Sedimente mit humosen Bildungen, Faulschlamm usw. getrennt sind, während bei Winterhude über dem mächtigen mittleren Geschiebemergel Süßwassermergel mit eigentümlicher, durchaus gemäßigter Fauna, darunter die nur diluvial bekannte Gattung *Belgrandia*, und Torfe mit durchaus gemäßigter Flora liegen — *Carpinus betulus*, *Ilex aquifolium*, *Abies pectinata*, *Najas*-Arten usw. — die aufs intensivste glazial gestaucht und gefaltet sind und von einer sandigen Moräne mit bis kopfgroßen Geschieben überlagert werden. An dem interglazialen Alter dieser Seemergel und Torfe ist nach dem Faunen- und Florencharakter und den völlig sicheren stratigraphischen Verhältnissen nicht zu zweifeln; von allen bekannten postglazialen Schichten Norddeutschlands sind sie auf das deutlichste verschieden; mit dem sicheren Interglazial bei Grünenthal stimmen sie dagegen völlig überein (32, 55, 78, 93).

Wir haben also in der Hamburger Gegend zwei Interglaziale, beide aus humosen, bzw. Süßwasserbildungen von zum Teil enormer Mächtigkeit und aus marinen Bildungen durchaus gemäßigten Charakters aufgebaut, durch einen sehr mächtigen Geschiebemergel getrennt und von Moränen unterlagert und überlagert, können also daraus mit völliger Sicherheit auf drei Eiszeiten in diesem Gebiet schließen, und wir haben ebenso bei Elmshorn zwei Verwitterungszonen, die drei verschiedenartige glaziale Komplexe voneinander trennen, was also denselben Schluß ergibt.

Betrachten wir die Ergebnisse der Kartierung weiter südlich, bzw. südöstlich zwischen Lübeck und Lauenburg, so ist in diesem Gebiet hinter der Endmoräne ebenfalls ein zum Teil erheblich mächtiger, frischer, Oberer Geschiebemergel nachgewiesen, der in Oldesloe von pflanzenführenden Schichten unterlagert wird, die dieselbe Laubwaldflora führen, die auch jetzt noch bei uns lebt; darunter liegen Tone mit *Cardium edule*, *Hydrobia sp.*, *Neritina fluviatilis* und eine 66 m mächtige ältere Moräne; es ist also ein ganz einwandfreies Interglazial in derselben Beschaffenheit und Lage wie bei Glinde-Uetersen-Schulau (12 u. 12a).

In den Bohrungen »am Ritzen« südöstlich von Oldesloe wurde unter 12—16—17—19.8—21 m Oberem Geschiebemergel und bis 16 m jungglazialen Sanden eine Serie von Süßwasserbildungen durchbohrt, bestehend aus humosem Sand, sandigem Torf, Lebertorf, humoser feinsandiger und toniger Mudde und Süßwasserkalk, die folgende Flora und Fauna enthielten:

Pinus silvestris, *Picea* cf. *excelsa*, *Phragmites communis*, *Betula alba*, *Alnus glutinosa*, *Menyanthes trifoliata*, *Mentha aquatica*, *Potamogeton* (5 Arten), *Najas major*, *Nymphaea alba*, *Quercus*, *Tilia*, *Corylus avellana*, *Comarum palustre*, *Hippuris vulgaris*, *Lycopus europaeus*, *Zanichellia palustris*, *Myriophyllum spicatum* usw., ferner *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Limnaea sp.*, Ostracoden, *Spongilla fluviatilis*.

Unterlagert wird dieses sichere Interglazial eines sehr gemäßigten Klimas von Kies und mehr als 4 m Unterem Geschiebemergel. In der überlagernden Oberen Moräne ist in 8—10 m Tiefe ein glazialer Tonmergel mit Characeenresten, dem alpinen *Potamogeton filiformis*, *Betula* cf. *nana* und kleinen Pisidien (aber sicher ohne die Pollen von Kiefer und Eiche) eingelagert — also im Gegensatz zu dem Interglazial eine typische glaziale Bildung, am Eisrande bei einer kleinen Schwankung entstanden.

Bei St. Georgsberg—Ratzeburg liegt unter dem frischen Oberen Geschiebemergel eine 10 m mächtige, intensiv ferrettisierte Verwitterungszone, darunter ein tieferer Geschiebemergel, ein mächtiger Wasserhorizont mit stark artesisch gespanntem Wasser und mit Windschliffgeschieben (vgl. Sylt), ein tiefster Geschiebemergel und Tertiär, also dieselben Verhältnisse wie bei Kiel: drei Moränen, die durch eine Verwitterungszone und einen artesischen Wasserhorizont getrennt sind (36, 16).

Bei Schwarzenbeck liegen unter zum Teil sehr mächtigem Oberen Geschiebemergel eine erhebliche Verwitterungszone, Torfe und Diatomeenerde mit ungenügend bekannter Flora, Tone mit *Ostrea edulis* und ein mächtiger älterer Geschiebemergel; desgleichen liegt eine Verwitterungszone unter frischem Oberen Geschiebemergel bei Lütau und bei Krüzen (17).

Bei Lauenburg liegt im Kuhgrund (71, 123, 127, 99, 33) unter 10 m mächtigen Geschiebesanden ein mehrere Meter mächtiger Interglazialtorf mit *Taxus baccata*, *Picea excelsa*, *Pinus silvestris*, *Potamogeton*, *Najas major*, *Stratiotes aloides*, *Dulichium spathaceum*, *Salix*, *Corylus*, *avellana*, *Carpinus Betulus*, *Alnus glutinosa*, *Betula verrucosa*, *Quercus robur*, *Nuphar luteum*, *Nymphaea alba*, *Brasenia purpurea*, *Ceratophyllum*, *Sorbus* c. *hybrida*, *Acer platanoides*, *Acer campestre*, *Rhamnus frangula*, *Tilia platyphyllos*, *Tilia ulmifolia*, *Trapa natans*, *Abies pectinata*, *Fraxinus excelsior*, *Lycopus europaeus* usw., also ein Torfmoor, das mehrere, bzw. viele Tausend Jahre zu seiner Entstehung gebraucht hat und lauter Pflanzen enthält, deren Existenz nur in einem mindestens ebenso günstigen Klima wie heute möglich erscheint. Die Überlagerung durch 10—12 m Sande (zum Teil Geschiebesande) läßt nach der ganzen geologischen Situation auf dem Diluvialplateau ein alluviales Alter des Torfes ausgeschlossen erscheinen; der mächtige Geschiebemergel im Liegenden dieses Torflagers wird weiter im Osten am Elb-Trave-Kanal unterlagert von marinen sandigen, kalkfreien Schichten mit ganz massenhaftem *Cardium edule*, daneben *Tellina baltica*, *Mytilus edulis*, *Hydrobia ulvae*, *Onoba aculeus*, alles sicher auf primärer Lagerstätte, darunter liegen kalkfreie Mytilustone, Anodontenschichten, ein mächtiges älteres Torflager mit noch unbestimmter Flora und zersetzten, kalkfreien Spatsanden und ungewöhnlich (über 70 m) mächtige, schwarze Tone, unter denen noch ein tieferer Ge-

schiebemergel beobachtet ist. Wir haben hier also genau denselben Schichtenaufbau wie in der Hamburger Gegend und zwei verschieden alte, sichere Interglaziale in sicherem stratigraphischen Verband miteinander, durch mächtigen Geschiebemergel getrennt. Daß die untere extraglaziale Serie mit dem mächtigen schwarzen Ton, dem dicken Torflager, der Verwitterungszone und den marinen Schichten mit *Cardium* und *Tellina* nicht einer kurzen Oszillation, sondern einer großen Interglazialzeit entspricht, ist an sich schon sicher, wird aber außerdem noch durch andere Argumente später weiter gestützt werden.

Ein Torflager in derselben stratigraphischen Stellung wie im Kuhgrund von Lauenburg, aber überlagert von Geschiebepackung, ist weiter westlich am Glüsing nachgewiesen; ein anderes noch weiter westlich bei Tesperhude, ebenfalls mit gemäßigter Flora und unter jungglazialen Schichten liegend; ein weiteres bei Bergedorf enthält *Abies pectinata* und wird von Oberem Geschiebemergel bedeckt (77).

Torfe mit ähnlicher Flora wie bei Lauenburg, Tesperhude, Winterhude, Glinde-Uetersen-Schulau und in derselben stratigraphischen Stellung sind auch bei Ohlsdorf (hier mit *Brasenia*, *Ilex*, *Tilia* usw.) (126) und bei Hummelsbüttel—Hinschenfelde bei Hamburg nachgewiesen, an letzterem Orte unterlagert von marinen Schichten mit *Ostrea edulis* usw.

Wir haben also im Hamburger Gebiet und in Südholstein—Lauenburg unter der obersten, oberflächenbildenden Grundmoräne vielfach Torfe und Süßwasserablagerungen, die an mehreren Stellen unterlagert werden von marinen Schichten mit gemäßigter Fauna, darunter einen sehr mächtigen Geschiebemergel, unter dem marine Schichten mit gemäßigter Fauna liegen, und zum Teil ebenfalls Torfe und Süßwasserbildungen; wo aber die tieferen marinen und Süßwasserschichten zusammen in demselben Profil liegen, liegen die Süßwasserschichten unter den marinen Sedimenten, was auf eine säculare Senkung um die mittlere Eiszeit herum deutet.

Das sogenannte Interglazial (Austernbänke usw.) von Blankenese ist sicher nicht anstehend, sondern eine verschleppte Scholle im oberen Diluvium in einer Endmoräne, ebenso die Austernbänke von Tarbeck. Zu welchem Interglazial diese Austernbänke von Tarbeck, sowie die daneben liegenden marinen und Süßwassertone ursprünglich gehörten, ist noch unsicher (15). Die marinen Tone bei Tarbeck mit *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Tellina baltica*, *Saxicava pholadis* sind eine typische Tonmergelbreccie (Brockenmergel), d. h. durch Eisdruck zerquetscht; vielleicht gehören sie ebenso wie die Austernbänke zur Eemzone.

Dicht daneben ist durch eine Bohrung erwiesen, daß das junge, frische Diluvium hier in der Endmoräne 70,5 m mächtig ist und von 13 m kalkfreien, verwitterten Sanden, sowie von grobem, wasserführendem Kies unterlagert wird; die interglaziale Verwitterungszone liegt also mehr als 70 m tief unter der Oberfläche.

Bei Fahrenkrug bei Segeberg in Holstein ist auf eine Erstreckung von etwa 45 ha ein diluviales Kohlenflötz nachgewiesen durch Bohrungen und Aufschlüsse, das unter 4,5—6 m Geschiebemergel mit geschliffenen Geschieben liegt, 1,6—3 m mächtig ist, von 1 m feinem, humos-tonigem Sand und 2—3 m »blauem« Geschiebemergel unterlagert wird. Darunter folgen 10 m Sand, ein zweites 0,7—0,9 m mächtiges Kohlenflötz, 22 m Sand und ein tiefstes Kohlenflötz. Die tieferen Kohlen sind nicht genauer untersucht; die obere Diluvialkohle besteht von oben nach unten aus:

0,76 m Waldtorf,
0,30 m Sphagnumtorf,
0,12 m Hypnumtorf,
0,25 m Lebertorf,
0 15 m sandiger vegetabilischer Schluff.

Der Torf enthält die Reste von *Pinus silvestris*, *Quercus sessiliflora* (u. *pedunculata*?), *Nymphaea alba*, *Nuphar luteum*, *Brasenia purpurea*, *Tilia platyphyllos*, *Acer campestre*, *Fraxinus* sp. (*orniformis*), *Corylus avellana*, *Salix aurita*, *S cinerea*, *Stratiotes aloides*, *Najas major*, *Ceratophyllum*-Arten, *Picea excelsa*, *Phragmites communis*, *Vaccinium uliginosum*, *V. oxycoccus*, *Myrica Gale*, verschiedene *Sphagnum*-Arten, *Typha* sp. *Fagus silvatica*, *Taxus baccata*.

Es ist mithin ein ganz ausgezeichnet belegtes Interglazial, das von Geschiebemergel unterlagert und von Oberem Geschiebemergel überlagert wird; die obere Grundmoräne hat bei ihrer Ablagerung die obersten Schichten des Torfmoores zerstört und fortgeführt; die botanische Entwicklung des Moors bricht plötzlich und unmotiviert ab; in Trockenrissen des Torflagers finden sich Sande, die sonst in seinem Hangenden fehlen (147).

Ob die marinen Ablagerungen mit *Ostrea edulis*, die bei Fahrenkrug unter Oberem Geschiebemergel beobachtet sind, anstehen oder verschleppte Schollen sind, ist nicht erweisbar (vgl. die Mächtigkeit des jungen frischen Diluviums und die verschleppten Austernbänke in dem benachbarten Tarbeck!).

Das sogenannte arktische, bzw. boreale, marine »erste« Interglazial von Gottsche (Rensing, Itzehoe) ist erstens kein Interglazial, sondern besteht aus typischen glazialen Bildungen: Yoldientonen mit gekritzten Geschieben und meistens hocharktischer Fauna, und liegt zweitens nicht »sicher unter Unterem Geschiebemergel,« sondern sicher unter (bzw. in) Oberem Geschiebemergel; es sind Ablagerungen vom Beginn der letzten Eiszeit, die unter den denkbar kältesten Klimabedingungen abgelagert sind (25).

Am Kaiser-Wilhelm-Kanal östlich von Grünenthal, östlich der Stelle, wo das Interglazial mit *Brasenia purpurea* usw. beobachtet ist (S. 338), liegt in etwa 10 m Tiefe unter NN unter einem grauen Geschiebe-

mergel, der aller Wahrscheinlichkeit nach identisch ist mit dem Geschiebemergel unter jenen interglazialen Torfen, in großer Verbreitung ein mariner Horizont mit einer ganz ungewöhnlich individuenreichen Fauna: *Ostrea edulis*, *Nassa reticulata*, *Cardium edule*, *Litorina litorea*, *Cerithium reticulatum*, *Mytilus edulis* und *Tapes aureus eemiensis* usw., der danach in das erste Interglazial fallen muß. Die Fauna ist die typische Eemfauna (nach ihrem ersten Fundpunkt an der Eem in Holland benannt), die bessere Lebensbedingungen verlangt, als sie jetzt bei uns vorhanden sind; es sind aber leider bisher nur Kombinationsprofile, aus denen die Überlagerung dieser Fauna am Kanal durch den Unteren Geschiebemergel bekannt ist.

Bei Süderstapel liegt unter dem bis zu 10 m tief verwitterten, also älteren (unterdiluvialen) Geschiebemergel sehr vielfach in Bohrungen eine außerordentlich muschelreiche Schicht »mit großen runden Muscheln«, unter der älteres Diluvium liegt, die also aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls Eemzone ist. Bei Tondern im äußersten Nordwesten der Halbinsel ist unter 10 m fluvioglazialen Sanden und Kiesen die Eemfauna in typischer Entwicklung (*Tapes aureus eemiensis*) nachgewiesen und wird von 22 m mächtigem Untersten Geschiebemergel und weiteren glazialen Schichten unterlagert. Wenn wir diese Verhältnisse mit den Ergebnissen der andern, früher geschilderten Aufschlüsse bei Süderstapel, Grünenthal, Hamburg und Lauenburg im Zusammenhang betrachten, so ist ein Zweifel daran, daß die Eemfauna unter Unterem Geschiebemergel liegt und das erste Interglazial darstellt, schon jetzt kaum noch möglich.

Bei Gramm in Nordschleswig liegt unter etwa 1 m ganz grobem, jungdiluvialem Kies und etwa 1 m horizontal geschichteten Diluvialsanden eine dünne Schicht schwach humoser Spatsande und darunter ein völlig zersetzter, ausgebleichter und verwitterter, kiesiger Geschiebelehm, der nach der ganzen Art der intensiven Zersetzung eine alte interglaziale Landoberfläche darstellt.

Bei Loopstedt am Haddebyer Noor liegt unter Geschiebesand eine Tonfolge mit einem 1 m mächtigen diluvialen Torfflötz. Die Flora ist nicht bekannt; die Mächtigkeit des Torfflötzes würde auf Interglazial schließen lassen (155).

Am Emmerleffkliff im äußersten Westen Schleswigs steht mehr als 5 m ganz frischer, grauer Geschiebemergel an, der nach allen Kriterien »Oberer« sein muß; 22 km westlich davon auf Sylt im Roten Kliff steht ein bis gegen 20 m tief völlig verwitterter und entkalkter Geschiebelehm an, der also nach den früheren Ausführungen Untere Grundmoräne einer älteren Eiszeit sein muß (35, 33, u. 23).

Unter ihm liegt eine alte Denudationsfläche mit Sandschliffgeschieben und ein sehr stark gestauchter älterer Geschiebemergel mit völlig anderer Geschiebeführung, im Fortstreichen und im Schichtverband mit der Sandschliffzone liegt ein alter, sehr stark komprimierter

Torf (»Tuul«) mit *Picea excelsa* usw., der also mit einer an Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit als älteres Interglazial zu deuten ist (38, 104, 105, 129, 130, 131).

Derselbe scharfe Gegensatz zwischen völlig frischer, junger und sehr intensiv verwitterter, alter Moräne dicht nebeneinander findet sich auch auf Föhr zwischen Süderende und Borgsum (49).

Ein sehr schönes, fossilreiches Vorkommen der Eemfauna findet sich auch bei Stensigmoos auf Broaker (südlich Düppel), aber leider nicht anstehend, sondern als in toto verschleppte Scholle im Oberen Geschiebemergel; es zeigt, daß die sandige Facies, der Tapessand, nach unten mit echtem Cyprinenton verbunden ist, der von Süßwasserbildungen unterlagert wird, also derselbe Schichtenverband von marinen und Süßwasserschichten wie im tieferen Interglazial bei Lauenburg (100, 44a).

Ebenso in derselben schönsten Entwicklung findet sich die ganz typische Eemfauna am Ristinge Klint auf Langeland, auf Aeroe und auch sonst noch auf dänischem Gebiet, aber immer in Form verschleppter, dislozierter Schollen (100, 44a).

Die Eemfauna liegt hier in einem Komplex zwischen sehr eigentümlichen »Glanztonen« im Liegenden und zwei verschiedenen Moränen mit verschiedenartigem Geschiebeinhalt im Hangenden. Dieser ganze Komplex ist in spätdiluvialer Zeit in Schollen zerstückelt, und die einzelnen Schollen sind schuppenförmig übereinander geschoben.

Da wir derartige starke, tektonische Störungen bis jetzt nur aus dem Ende der letzten Interglazialzeit kennen, die Eemfauna auch an allen sonstigen bekannten Stellen sehr tief im Diluvium liegt, so sind die Lagerungsverhältnisse nur so zu deuten, daß die beiden, stets stark dislozierten, schuppenförmig mit dem ganzen Komplex überschobenen Moränen im Hangenden der Eemfauna Unterer Geschiebemergel sind (ganz analog den Dislokationen auf Rügen), und daß die Eemfauna ins erste Interglazial gehört.

Das Charakteristische an allen diesen Vorkommen der Eemfauna ist die Tatsache, daß die sandigen marinen Schichten mit sehr reicher Fauna (*Tapes* usw.) im Zusammenhang stehen mit tonigen Sedimenten mit *Cyprina islandica*, die ebenfalls durchaus gemäßigte Fauna führen (139) und nach dem Liegenden zu in Süßwasserschichten und torfige Bildungen übergehen.

Die Flora dieser liegendsten Schichten enthält unter anderen *Butomus umbellatus*, *Crategus monogyna*, *Lycopus europaeus*, *Najas marina*, *Nymphaea alba*, *Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Salix cinerea*, *Ulmus*, *Pinus silvestris*, *Betula alba*, *Ceratophyllum*, *Corylus avellana*, *Fraxinus excelsior*, *Limnanthemum nymphaeoides*, *Rhamnus frangula*, *Tilia europaea* usw.

Die Molluskenfauna der Süßwasserschichten besteht aus *Valvata piscinalis*, *V. macrostoma*, *V. cristata*, *Bithynia tentaculata*, *Belgrandia marginata*, *Neritina fluviatilis*, *Planorbis corneus*, *P. umbilicatus*, *P.*

albus, *P. nautileus*, Limnäen, Anodonten, Unionen, Sphärien und zahlreichen Pisidien.

Die marine Fauna enthält sehr zahlreiche Arten, darunter als besonders charakteristisch *Lucina divaricata*, *Tapes aureus eemiensis*, *Syndesmya ovata*, *Gastrana fragilis*, *Eulimella nitidissima*, *Haminea navicula* *Mytilus minimus*, *Bittium reticulatum*, *Cardium echinatum*, *Nassa reticulata*, *Litorina litorea* und *Cyprina islandica*. Das ist eine Fauna und Flora, die sehr günstige Lebensbedingungen verlangt und eine ganze Anzahl Elemente enthält, die heutzutage noch nicht wieder, bzw. nicht mehr in dem Gebiet gedeihen, sich dagegen in einer Anzahl anderer Interglazialablagerungen finden, wie z. B. *Belgrandia* und *Tapes aureus eemiensis*.

Von allen bekannten Diluvialfaunen ist es diejenige, die am schärfsten der Vermutung widerspricht, daß während ihrer Ablagerung das Inlandeis in der Nähe gewesen sein könnte, da sie eine ganze Anzahl Formen enthält, die heutzutage nicht einmal mehr in der Nordsee fortkommen, sondern auf südlichere Gebiete beschränkt sind.

In Südjütland dagegen treten wieder terrestrische Interglazialbildungen (Torfe) auf, bei Brørup, Tuesbølmark, Hollerup usw. (52), die von 2—5 m Geschiebesand überlagert, unten subarktische Pflanzen enthalten, (*Betula nana* und *subalpina*), in der Mitte Gyttja und Waldmoor mit *Carpinus betulus*, *Ilex*, *Tilia grandiflora*, *Taxus* und *Picea excelsa*, sowie *Brasenia purpurea* und *Dulichium spathaceum*, endlich Dammhirsch, Biber, Waldmaus, Eichhörnchen und *Lagomys* und oben wieder subarktische Pflanzen führen. Es ist also ein typisches Interglazial mit doppelter Klimaänderung, das stratigraphisch und floristisch dem jüngeren Interglazial Südholsteins und Nordhannovers entspricht.

Am Trälleklint bei Fredericia liegt unter 3—4 m Geschiebemergel und 9—16 m Diluvialsand 1 m Diatomeenerde und 6—10 m Süßwasserkalk mit zahlreichen Süßwasserconchylien, *Cervus elaphus*, Eiche, Kiefer, Fichte, Erle, *Taxus*, *Carpinus betulus*, *Ilex*, *Viscum album*, *Najas* und *Brasenia purpurea*. Darunter liegt 2—4 m älterer Geschiebemergel. Ein analoges Lager von 6,5 m mächtiger Diatomeenerde liegt bei Fredericia unter 2,6 m Geschiebemergel und 7 m Sand und Kies. Es ist also wiederum ein ganz typisches Interglazial schärfster Fassung, das nach Lage der Dinge nur jüngeres Interglazial sein kann und vor den südjütländischen, gleichaltrigen Interglazialen mit *Brasenia* noch dadurch ausgezeichnet ist, daß es von ganz typischem Geschiebemergel überlagert wird (51).

Bei Hollerup westlich Randers liegt unter 5—12 m Diluvialsand 2—6 m Diatomeenerde und 1,5—2,5 m Süßwasserkalk, der von Diluvialsand unterlagert wird; der Fossilbestand ist ähnlich wie bei den vorigen Bildungen; die Mächtigkeit der Diatomeenschichten und Kalklager läßt auf die Länge der Interglazialzeit schließen.

In Nordjütland dagegen ist durch die Bohrung von Skjerumhede ebenfalls ein marines Interglazial aufgeschlossen, das unter Oberem Geschiebemergel und 57 m fluvioglazialen Sanden und Tonen liegt, 123 m mächtig ist und von einem tieferen mächtigen Geschiebemergel unterlagert wird, der auf sekundärer Lagerstätte verschleppt und umgelagert ältere marine Diluvialfossilien enthält (67).

Die 123 m mächtige fossilführende Skjerumhede-serie zwischen den beiden glazialen Komplexen beginnt mit einer »borealen« Fauna: *Turritella terebra*, *Cardium fasciatum* und *Cardium echinatum* usw., geht dann in eine Zone mit »arktoborealer« Fauna über, die »*Abra nitida*«-Zone, die oben von einer hocharktischen Fauna (*Portlandia arctica*) überlagert wird (*Astarte Banksi*, *Axinopsis orbiculata*, *Kennerleja glacialis*, *Leda pernula*, *Lyonsia arenosa*, *Pecten groenlandicus*, *Portlandia arctica*, *Yoldia hyperborea* usw.). Außerdem enthält dieser hocharktische *Portlandia arctica*-Ton (= Yoldiaton autorum) noch massenhaft gekritzte Geschiebe und arktische Pflanzen: *Betula nana*, *Salix herbacea* und *Salix polaris*. Aus der Verteilung der Arten läßt sich entnehmen, daß die tiefsten Schichten in einem etwa 80 m tiefen Meere, die jüngsten in einem nur gegen 10 m tiefen Meere abgelagert sind. Dieses marine Interglazial mit dem prachtvollen Übergang in hochglaziale Bildungen, das durch die stratigraphischen Verhältnisse als sicheres jüngeres Interglazial erwiesen ist, zeigt also in seiner faunistischen Zusammensetzung die erheblichsten Unterschiede von der Eemfauna, die sich von Holland bis Ostpreußen so auffallend gleichmäßig verhält; es zeigt ebenso wie die südholsteinischen jüngeren Interglaziale eine größte Meerestiefe in den unteren Schichten und eine allmähliche Hebung im weiteren Verlauf, wenn es hier im Norden Jütlands auch nicht bis zum völligen Auftauchen und zur Landbildung gekommen ist; doch weisen die in den obersten Lagen sich massenhaft einfindenden arktischen Pflanzen auch schon auf die Nähe eines festen Landes hin.

Die übrigen »Interglaziale« Schleswig-Holsteins sind entweder in bezug auf die faunistischen und floristischen Verhältnisse oder in bezug auf die Lagerungsverhältnisse nicht einwandfrei bekannt und nichts beweisend, oder es sind direkt glaziale Bildungen; sie können also hier unerwähnt bleiben.

Die »präglazialen« Tone mit borealer Fauna von Burg bei Ditmarschen und Wacken (*Cyprina islandica* usw.) gehören aller Wahrscheinlichkeit nach in den Anfang des ersten Interglazials, ins Liegende der eigentlichen Eemzone.

Unter dem tieferen Interglazial bei Hamburg und Lauenburg liegt ein ganz außerordentlich mächtiger Horizont fetter, dunkler, fast schwarzer Tone (Lauenburger Ton), der bei Lauenburg über 80 m, im Hamburger Gebiet 50—140 m mächtig ist. Diese Tone sind völlig fossilfrei und sehr stark durch eine merkwürdige humose Substanz (wahrscheinlich ganz fein zerriebene Braunkohle) gefärbt.

Nach den Untersuchungen von Schucht (121) finden sich derartige mächtige, schwarze Tone in Nordhannover, im Unterweser- und Unteremsgebiet bis nach Holland in großer Verbreitung, und Schucht hat versucht, diesen schwarzen Tonhorizont als trennende Schicht, als Gliederungsmittel für das westliche Diluvium zu benutzen. Wie die Verhältnisse in dem anscheinend wesentlich ruhiger und einfacher gebauten Nordhannoverschen und westlichen Diluvialgebiete liegen, und ob die genannten schwarzen Tone dort überall gleichartig und eines Alters sind, darüber will ich mich eines Urteils enthalten — es ist möglich, daß sie dort einen einheitlichen Horizont bilden, der aber dann *älter* als die vorletzte Vereisung sein müßte. Das darüber liegende Glazialdiluvium erreicht nach Schucht durchschnittlich 30—40 m Mächtigkeit, und der Ton liegt annähernd bei NN; das jüngste, Obere Diluvium bildet aber im nordöstlichen Hannover im allgemeinen nur noch eine dünne Decke, bzw. weiter südlich einen schleierartigen Überzug über dem älteren Diluvium.

Im eigentlichen Elbtalgebiete mit seinen recht gestörten Lagerungsverhältnissen bilden die schwarzen Tone ganz sicher aber keinen einheitlichen Horizont mehr — zum mindesten liegen sie unter *sehr* verschieden altem Hangenddiluvium. Bei der Krüzener Ziegelei nördlich von Lauenburg liegen sie unter sehr gestörten Verhältnissen unter sicherem *Oberen* Geschiebemergel (mit Zwischenlagerung einer interglazialen Verwitterungszone), bei Lauenburg selbst liegen sie, wie erwähnt, unter *sicherem* Unteren Geschiebemergel, ebenso wie bei Hamburg; zwischen drin bei Tesperhude liegen sie wieder unter sicherem Oberen Geschiebemergel, aber ebenfalls sehr gestört; bei Hummelsbüttel-Hinschenfelde liegen sie unter einem Interglazial, das bis zum strikten Beweis des Gegenteils als jüngstes betrachtet werden muß. Bei Glinde-Utersen, wo über diesem selben jüngsten Interglazial der sichere Obere Geschiebemergel folgt, sind sie entgegen der diesbezüglichen Angabe Schuchts (Seite 138) *ganz sicher nicht* beobachtet und *nicht vorhanden*, wie dort ja auch das tiefere Interglazial nicht mehr vorhanden ist (116). Ebenso beruht die Berufung Schuchts auf mich (Seite 137) dafür, daß diese Tone im westlichen Schleswig-Holstein überall nur von einer Grundmoräne, und zwar der der *letzten* Vereisung überlagert werden, in diesem letzten Teil auf einem Irrtum und Mißverständnis. Wo ich derartige schwarze Tone im Westen beobachtet oder von ihnen erfahren habe, liegen sie ganz sicher unter dem Unteren Geschiebemergel mit der mächtigen interglazialen Verwitterungszone (z. B. bei Süderstapel) (26).

Aus allen diesen Erwägungen ergibt sich, daß, soweit diese schwarzen Tone *ungestört*, in voller Mächtigkeit vorhanden sind, sie anscheinend überall unter dem Unteren Geschiebemergel, bzw. unter dem unteren Interglazial liegen und das sogenannte Hauptdiluvium von dem ältesten Glazialdiluvium trennen; daß sie aber schon im östlichen Elbufer und weiter landeinwärts großenteils stark gestört und wahrscheinlich *tekto-*

nisch disloziert sind, hoch in die Höhe kommen und z. T. sicher unter Oberem Geschiebemergel liegen, vielleicht aber hier auch eine rekurrente Zone derselben Facies bilden. Über die Umstände, unter denen sich diese mächtigen, fossilfreien, aber feldspatführenden schwarzen Tone gebildet haben, sind wir noch ganz im Unklaren.

Hannover.

Aus Hannover ist ebenfalls eine ganze Anzahl sicherer Interglaziale bekannt, deren stratigraphische Stellung aber zum Teil noch unsicher ist.

Bei Stade liegt zwischen zwei sicheren Moränen eine mächtige Schichtenfolge, die mit sicheren hocharktischen Yoldientonen beginnt, in der Mitte eine Austernbank enthält und wieder mit typischen Yoldientonen mit eingeschalteten Moränenbänken endet, also ein vollständiges Interglazial mit doppelter Klimaschwankung; ob es älteres oder jüngeres Interglazial ist, ist noch nicht sicher erweisbar (114).

Aus der Tatsache, daß die hangende Moräne ziemlich mächtig ist und »concordant« mit den tieferen fossilführenden Schichten liegt, und daß der ganze Komplex einheitlich stark aufgerichtet ist, wäre vielleicht zu schließen, daß es älteres Interglazial ist, da die starken diluvialen tektonischen Störungen, für die wir Beweise haben, am Schluß der letzten Interglazialzeit, vor Ablagerung des Oberen Geschiebemergels erfolgt sind, der dann die aufgerichteten Schichten discordant überlagert (Rügen).

Ebensolche marinen Ablagerungen mit sehr deutlicher Klimaschwankung liegen bei Lamstedt bei Stade.

Bei Flestedt (Blatt Haarburg) liegt unter geringmächtigem, diluvialem Kies und Geschiebelehm ein 1—1,2 m starkes, diluviales Torflager, das — stark zusammengepreßt — aus Moostorf und Bruchwaldtorf mit herrschender Rotföhre, Fichte, zurücktretender Eiche (bei sicherem Fehlen der Linde) besteht und *Carex pseudo-cyperus* enthält, also ein etwas rauheres Klima als heute anzudeuten scheint; ob es aus der letzten Interglazialzeit, und zwar aus derem Ende stammt, ist also nicht sicher zu erweisen, doch ist das immerhin am wahrscheinlichsten, da für ein so großes Interstadium mit immerhin doch recht günstigen Temperaturverhältnissen, wie es für die Bildung dieses starken Torflagers erforderlich wäre, sonst alle Hinweise fehlen.

Bei Lüneburg ist vielfach und an recht verschiedenen Stellen in Tagesaufschlüssen und Bohrungen beobachtet, daß unter einem normal kalkhaltigen, Oberen Diluvium, das oberflächlich bis zu 2 m (ausnahmsweise bei sehr sandiger Facies bis zu 4 m) Tiefe entkalkt war, eine bis zu 12 m tief intensiv zersetzte und entkalkte Verwitterungszone folgte (teils in den tieferen diluvialen Sanden liegend (24, 22, 33), zum Teil bis in die ältere Moräne hinabreichend), die an mehreren Stellen mit humosen Schichten und mit Diluvialtorf im stratigraphischen Verband steht.

Über die pflanzliche Beschaffenheit dieses Diluvialtorfes ist leider bisher nichts ermittelt, daß hier aber die Zeugen einer langen Interglazialzeit vorliegen, ist aus der Mächtigkeit und Beschaffenheit der Zersetzungszone (12 m, zum Teil intensiv ferrettisiert) sicher. Gleichzeitig ist hier aus der Tatsache, daß kalkhaltiges Obermiocän und Keupermergel tektonisch auf diese Verwitterungszonen aufgeschoben sind, mit völliger Sicherheit zu erweisen, daß diese tektonischen diluvialen Störungen erst gegen Ende der letzten Interglazialzeit erfolgt sein können.

Unter dem bis 22 m mächtigen, Unteren Geschiebemergel unter dieser oberen, interglazialen Entkalkungszone liegen in einer Bohrung ebenfalls nach 13 m verwitterte Diluvialsande, die somit eine ältere interglaziale Verwitterungszone anzeigen, ebenso wie bei Elmshorn in Holstein und bei Lauenburg.

Auch in der Bohrung Eitelfritz bei Vastorf, SO Lüneburg, liegt unter 22 m frischem, Oberen Diluvium eine sehr mächtige Verwitterungszone mit einem Torflager und darunter wieder über 30 m frisches älteres Diluvium.

Auch südlich und südwestlich von Lüneburg bei Hasenburg und Oedeme liegen unter zum Teil noch völlig frischem, jungem Diluvium stark zersetzte, verwitterte, ältere Diluvialsande und Kiese, darunter eine sehr deutlich ausgeprägte Denudationszone, ganz verwitterter und entkalkter, zum Teil in eine Steinsohle aufgelöster, älterer Geschiebelehm und ebenfalls noch völlig entkalkte und verwitterte, oben diskordant abgeschnittene, ältere Diluvialsande; also ebenfalls die Zeugen einer sehr langen Interglazialzeit, in der die erheblichsten Denudations-, bzw. Erosions- und Verwitterungsvorgänge sich abspielten. (Blatt Lüneburg, 2. Auflage!)

Das früher als Präglazial betrachtete, ziemlich mächtige Torflager am Pieperschen Kalkbruch bei Lüneburg, das unter Geschiebedecksand und 5 m Diluvialsand liegt, enthält neben indifferenten Formen: *Picea omoricoides, Pinus pumilio, Betula nana, Salix herbacea* usw., und zwar vielfach in sehr verkrüppelten Formen, die also auf ein rauhes, unwirtliches Klima deuten (97). Nachdem (entgegen der früheren Annahme) die Verbreitung des Oberen Diluviums bis weit über Lüneburg sichergestellt ist, liegt kein Grund mehr vor, dieses Torflager nicht für jungdiluvial, vom Ende der letzten Interglazialzeit herstammend, für ein Äquivalent der vorerwähnten Torfe in der Verwitterungszone (und bereits das Herannahen des letzten Inlandeises anzeigend) anzusehen, analog dem Torf von Flestedt bei Haarburg; es ist dies jedenfalls die ungezwungenste Annahme.

Dieselbe Tatsache, daß drei kalkhaltige, normale Glaziale durch zwei interglaziale Verwitterungszonen von großer Mächtigkeit getrennt sind, ergibt sich auch aus dem Befund der Bohrung Ochtringen auf Blatt Ebstorf südlich Lüneburg (5 m Jungdiluvium, 22 m letzte interglaziale Verwitterungszone, 26 m kalkhaltiges Glazial, 18 m ältere inter-

glaziale Verwitterungszone und 20 m ältestes Glazial über Tertiär), so daß also an dem gesetzmäßigen Auftreten zweier verschiedenaltriger derartiger Verwitterungszonen übereinander im Unterelbegebiet nicht mehr zu zweifeln ist.

Die Kieselgurlager im Luhetal südlich von Lüneburg enthalten Rotföhre, Erle, Eiche, Fichte, Hainbuche, Hasel, Stechpalme, Ahorn, Esche usw., beweisen also ein absolut gemäßigtes Klima und werden von sicher glazialen Sanden zum Teil sogar von Geschiebelehm überlagert, gehören also der letzten großen Interglazialzeit an; hierin — in der Kieselgur — sind auch körperliche Reste des diluvialen Menschen gefunden (124, 128, 4).

Ebenso enthalten die 6—13 m mächtigen Kieselgurablagerungen bei Unterlüß und Oberohe südlich Lüneburg dieselbe Flora: Eiche, Buche, Ahorn, Spitzahorn, Föhre, Erle, Birke, Pappel, Fichte, Hasel, *Ilex aquifolium* und werden ebenfalls von mächtigen Geschiebesanden mit über 1 m großen Geschieben, die seitlich im Geschiebelehm übergehen, überlagert, sind also gleichfalls sichere Interglazialbildungen, desgleichen die Süßwassermergel von Westerweyhe, Ülzen und Ebstorf (*Rhinoceros Merkii*), die dieselben Lagerungsverhältnisse zeigen (und von mächtigem Geschiebemergel unterlagert werden) (96), und die Süßwasserkalke von Nedden—Averbergen, die Rotföhre, Fichte, Hasel, Hainbuche, Birke, Erle und Linde enthalten.

In der Gegend von Römstedt bei Bewensen südlich von Lüneburg liegen unter Geschiebesand und wenig mächtigem Geschiebelehm sandighumose und Torfablagerungen, die *Pinus silvestris, Picea excelsa, Alnus glutinosa* und *Betula alba, Corylus avellana* und *Quercus* enthalten und von einer tieferen Moräne unterlagert werden, also auch sicheres letztes Interglazial sind.

Ebenso sind bei Deutsch-Ewern südlich von Lüneburg 1,5—3 m mächtige Süßwasserkalke und kalkige Diatomeenschichten vorhanden, die eine reiche, aber indifferente Molluskenfauna enthalten und von Geschiebesand mit zum Teil recht großen Geschieben überlagert werden (6). Ist auch aus der Fauna der Beweis einer warmen Interglazialzeit nicht direkt zu erbringen, so weisen doch die mächtigen Ablagerungen von Süßwasserkalk und Diatomeenerde auf ein günstiges Klima hin, in dem sich eine üppige Vegetation entfalten konnte, und die stratigraphischen Verhältnisse erweisen die zeitliche Übereinstimmung mit den vorher besprochenen, floristisch besser gekennzeichneten Kieselgurlagern des Luhetales.

Bei Honerdingen unweit Walsrode in der südlichen Lüneburger Heide liegt unter bis 1,5 m mächtigem Geschiebesand und 2—5 m mächtigen geschichteten Diluvialsanden ein mächtiges Torflager, das nach unten von Lebertorf und dann von 7—8 m mächtigem Süßwasserkalk, sowie von älterem Diluvium unterlagert wird (149). Schildkröte, Biber, Edelhirsch, Reh, Riesenhirsch, Urochs, Wisent, zahlreiche Fische sind darin enthalten; von höheren Pflanzen *Nymphaea alba, Nuphar luteum,*

Tilia platyphyllos und *parvifolia*, *Acer platanoides*, *Ilex aquifolium*, *Fraxinus excelsior*, *Platanus* sp., *Juglans* sp., *Fagus silvatica*, *Quercus sessiliflora*, *Corylus avellana*, *Carpinus betulus*, *Alnus glutinosa*, *Betula pubescens*, *Populus tremula*, zahlreiche *Potamogeton*-Arten, *Najas flexilis* und *major*, *Taxus baccata*, *Abies pectinata*, *Picea excelsa*, *Pinus silvestris*, *Juniperus communis* usw. Daß diese Fauna und Flora ein typisches Interglazial schärfster Fassung darstellt und mindestens ebenso günstige Lebensbedingungen verlangt, wie sie gegenwärtig dort vorhanden sind, kann keinem Zweifel unterliegen; daß dieses Interglazial das letzte, große Interglazial ist, gleichaltrig mit Glinde—Uetersen—Schulau, Lauenburg (Kuhgrund), Grünenthal und den Kieselgurlagern im Luhetal, daran zu zweifeln liegt nach den stratigraphischen Verhältnissen, und seitdem wir wissen — durch Kartierung festgestellt —, daß das Obere Diluvium bis weit in die Lüneburger Heide hinein sich erstreckt hat, kein triftiger Grund mehr vor.

Die gleiche Stellung nimmt der Torf, Faulschlamm und Süßwasserkalk von Godenstedt bei Zewen ein, der von Geschiebesand überlagert wird und neben *Najas major*, *Alnus glutinosa*, *Carpinus betulus* und *Abies pectinata*, Biber, Hirsch, Reh, Mammut, Fischotter usw. enthält (120).

Daß diese Ablagerungen meistens nur von Geschiebesand — mit großen, geschliffenen Geschieben und nur selten von Geschiebelehm bedeckt werden, kann jetzt, wo wir durch die Kartierungsarbeiten in Nordhannover und Holstein wissen, wie oft der unzweifelhafte Geschiebelehm in horizontaler und vertikaler Richtung in Geschiebesande ganz allmählich übergeht, daß also diese Geschiebesande nur eine sandige Facies der Grundmoräne sind und stratigraphisch und genetisch mit ihr völlig gleichwertig sind, kein Bedenken gegen den interglazialen Charakter dieser Ablagerungen mehr begründen.

Diese Geschiebesande als postglaziale Bildungen aufzufassen, dafür fehlt nicht nur jeder Anlaß, sondern auch jede geologische Möglichkeit; sie sind ganz unbezweifelbar alle gleich alt und unter denselben Umständen gebildet, unter Umständen, für die es am Anfang der Postglazialzeit keine Möglichkeit gibt — nach unseren jetzigen Kenntnissen — und da bei einigen dieser Ablagerungen auch obenein die Überlagerung durch Geschiebelehm und Geschiebemergel sicher erwiesen ist, so sind sie also völlig sicheres, letztes Interglazial.

Bei Wallensen in der Hilsmulde liegt über Braunkohle eine 4—6 m mächtige Grundmoräne mit nordischen Geschieben und Feuerstein, die von 2—4 m eines lößartigen feinen Mergelsandes überlagert wird, der selbst fossilfrei nach oben in grünlichgraue Bändertone übergeht mit *Perca fluviatilis*, *Esox lucius*, *Valvata Andreaei*, *Linnaea ovata* und *Planorbis nitidus*. Darüber lagern feinkörnige hellgrüne Sande mit zahlreichen Conchylien und Pflanzenresten (*Potamogeton* usw.). Die Fossilien leben noch jetzt alle in dem Gebiet mit Ausnahme von *Valvata*

Andreaei und *Pupa columella*, welche erstere die Ablagerung an sich schon als diluvial erweist. Diese fossilführenden Sande gehen stellenweise nach oben hin über in sandige Torfe mit Blättern, Holz und Früchten zahlreicher Laubbäume und ebenfalls mit zahlreichen Mollusken, darunter *Planorbis umbilicatus*, *Vallonia costellata*, *Pupa columella*, *Vertigo parcedentata* und *Vertigo substriata*, *Succinea Schumacheri* und zahlreiche andere Limnaeen, Planorben usw., ferner *Rana esculenta*. Auch diese Ablagerung wird durch *Vallonia costellata* und *Succinea Schumacheri* als diluvial charakterisiert.

Diese ganze bisher beschriebene Schichtenfolge ist nun tektonisch gestört, zum Teil ziemlich erheblich aufgerichtet und gefaltet, bzw. gefältelt und wird discordant von alluvialen Ablagerungen: Torfen mit zahlreichen Säugetieren (Elch, Edelhirsch, Urochs usw.) sowie zahlreichen noch lebenden Mollusken, von Moorerde, Schlick und sonstigen recenten Bildungen überlagert.

Da die fossilführenden diluvialen Ablagerungen von einer sicheren Grundmoräne unterlagert werden, welche nach Lage der Dinge nur zur sogenannten Haupteiszeit gehören kann (der obere Geschiebemergel reicht auch nicht annähernd bis in dieses Gebiet), da sie wegen des Vorhandenseins der jetzt ausgestorbenen diluvialen Arten *Vallonia tenuilabris*, *V. costellata*, *Succinea Schumacheri* und *Valvata Andreaei*, sicher diluvial ist, da sie ferner ganz überwiegend eine durchaus gemäßigte Fauna (*Rana esculenta*, *Planorbis umbilicatus* usw.) und Flora führt, so ist sie als ein sicheres letztes Interglazial anzusprechen. Die Störungen tektonischer Art, die die Ablagerung betroffen haben, werden wir nach Analogie mit anderen norddeutschen Vorkommen wohl in das Ende der letzten Interglazialzeit verlegen dürfen. Die hochalpinen, bzw. hocharktischen Arten, die sich selten, aber in der ganzen Ablagerung verteilt finden, und die in einem so bemerkenswerten Gegensatz zu der ganzen anderen reichen Fauna und Flora stehen (*Vertigo parcedentata*, *V. substriata* und *V. alpestris*, *Pupa columella*) werden als Relicte aus der sog. Haupteiszeit betrachtet (90).

An der Steinmühle bei Veltheim liegen über Kalktuffen mit *Helix tonnensis* und *Cyclostoma elegans*, die dadurch als sicher diluvial und einem sehr warmen Klima entstammend erwiesen sind, Schotter mit nordischen Geröllen und *Rhinoceros antiquitatis*. Daß der Kalktuff interglazial ist, ist sicher; zu welchem Interglazial er gehört, ist noch nicht bestimmt erwiesen (92).

Bei Gronau finden sich in jungdiluvialen Leineschottern, die unter Lößlehm liegen und unter Schottern mit *Elephas primigenius* und *Rhinoceros* sp. sandige und lehmige Einlagerungen mit einer reichen Molluskenfauna, die neben einigen noch lebenden Faunen die diluvialen, jetzt ausgestorbenen Arten *Vallonia tenuilabris*, *Succinea Schumacheri* und

Limnophysa palustris var. *diluviana* enthält, ferner *Pupa columella*, *Vertigo parcedentata* und *Planorbis sibiricus* und sich damit als eine echt glaziale, auf wesentlich kälteres Klima hinweisende Fauna erweist. Da diese Terrassenschotter von den jungdiluvialen Störungen des Gebietes, die z. B. das Interglazial von Wallensen noch betroffen haben, nicht mehr berührt sind, so sind sie als oberdiluviale, als Ablagerungen der letzten Eiszeit anzusehen (91).

In dem diluvialen Flußterrassenkies des Leinetals bei Edesheim bei Nordheim ist ein Geweih von *Cervus euryceros* gefunden zusammen mit *Bison priscus* und wollhaarigem Nashorn; in demselben Kies bei Ricklingen lag ein vollständiges Geweih von *Cervus elaphus*, ferner Mammutzähne, sowie *Rhin. tichorrhinus*. Zahlreiche Geweihe vom Edelhirsch sind auch in dem diluvialen Weserkies am Bahnhof Emmerthal gefunden zusammen mit Mammutzähnen und *Cervus canadensis*, sowie *Equus caballus*.

Im Weserkies bei Stolzenau ist ein vollständiger Schädel von *Rhinoceros tichorrhinus* gefunden; Mammut und wollhaariges Nashorn sind im diluvialen Leinekies bei Göttingen gefunden.

In dem untersten diluvialen Flußkies bei Hameln an der Weser am Sintelberge fanden sich mehrere Reste von *Ovibos moschatus*, *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorrhinus*, *Cervus elaphus*, *Bison priscus*, *Bos primigenius*, *Equus caballus*, *Felis spelaea* (134, 135).

Die Reste sind größtenteils so gut erhalten, daß ein irgendwie wesentlicher Transport ausgeschlossen ist; die Tiere haben also an Ort und Stelle zur Zeit der Terrassenbildung gelebt; aus der Zusammensetzung der Fauna ergibt sich, daß diese Terrassenkiese zum Teil wohl sicher noch in interglazialer Zeit, zum Teil aber auch schon beim Herannahen des Inlandeises unter stark glazialen Bedingungen gebildet sind. Dem anstauenden Einfluß des herannahenden Inlandeises schreibt Grupe (45, 46) die Hauptveranlassung zur Aufschüttung dieser mächtigen Terrassen zu, die danach also ihrer Hauptmasse nach zeitlich glazialen Alters sein müßten, welche Auffassung auch von Menzel auf Grund des Studiums der in den Terrassen enthaltenen Molluskenfauna geteilt wird.

Auf der ehemaligen Zeche Nachtigall zwischen Höxter und Holzminden sind 15—20 m mächtige Tone aufgeschlossen, die zu unterst einige ziemlich erhebliche Torfflötze enthalten und oben von Wesersanden und Lößlehm bedeckt werden. Diese Tone gehören zur mittleren Terrasse der Weser (134, 135). Die ganz unten drin liegenden Torfe enthalten: *Pinus* sp., *Betula* sp., *Corylus avellana*, *Arundo* sp., *Potamogeton*-Arten und *Donacia semicuprea*; dazu *Cervus elaphus*, *Bos primigenius* und *Equus caballus*; es ist also ein gut belegtes Interglazial, das auf durchaus gemäßigte Klimabedingungen deutet und am Grunde der Terrasse liegt.

In den höher liegenden Tonlagen tritt dann aber eine Schneckenfauna auf, mit *Tachea* sp., *Clausilia* sp., *Helix hispida*, *Vallonia tenuilabris*,

Pupa muscorum, *Pupa turritella*, *Succinea fagotina*, *S. oblonga*, *S. Schumacheri*, *Planorbis albus*, *Limnaea pereger*. Von diesen Formen schließen die beiden ersten arktisches Klima aus, während *Vallonia tenuilabris*, *Pupa turritella* und *Succinea elongata* auf subarktische bis arktische Verhältnisse hindeuten. Also auch die Mollusken zeigen ebenso wie die vorher besprochenen großen Säuger, daß ein Teil dieser Terrassen schon offenbar unter dem Einflusse des herannahenden Inlandeises bei schon deutlich sich ankündigenden glazialen Klimabedingungen gebildet ist, also an das Ende der eigentlichen Interglazialzeit, bzw. in die Eiszeit selbst zu setzen sind.

Daß auch weiter flußabwärts im Wesergebiet beim Herannahen der sog. Hauptvereisung arktischglaziale Klimaverhältnisse geherrscht haben, daß sich auch dort und damals das Inlandeis nicht in Gebiete mit gemäßigter Vegetation vorgeschoben hat, beweisen die Vegetationsschichten von Oeynhausen, wo unter erheblich mächtigem Geschiebemergel und glazialen, fossilfreien Tonen ein dünnes Torflager sich fand mit *Hypnum turgescens*, *H. stellatum*, *H. revolvens*, daneben *Carex*-Arten. *Hypnum turgescens* ist eine alpine und arktische Form; alle baum- und strauchartigen Formen fehlen, sogar deren Pollen, die sonst immer vorhanden sind, so daß wir hier ebenfalls den Beweis einer hochnordischen Moostundra dicht vor dem Hereinbrechen der sog. Hauptvereisung haben (98).

Nach den sehr einleuchtenden und wohlbegründeten Ausführungen Grupes (46) ist das Wesertal schon in präglazialer Zeit bis nahe an seine jetzige Talsohle oder sogar noch darüber hinaus eingeschnitten gewesen; die jungpliocänen Ablagerungen des mittleren Wesergebietes liegen, soweit sie noch erhalten sind, stets in tieferem Niveau und im Fuldagebiet sogar bis weit unter die Talsohle herunter, und bei Bremen liegen die ältesten Glazialablagerungen in mehr als 200 m Tiefe in dem präglazialen Wesertal (155a). Wohl unter dem aufstauenden Einfluß, jedenfalls aber zur Zeit des herannahenden ersten, das Mündungsgebiet sperrenden Inlandeises sind die im wesentlichen zeitlich glazialen Schotter der mächtigsten, oberen Terrasse aufgeschüttet worden, was sich in der gemeinsamen Aufschüttung, bzw. Wechsellagerung von Weserschottern und nordischen Sanden bei Rinteln kundgibt. Nach den neuesten, mir freundlichst mitgeteilten Ergebnissen Grupes biegt dann die obere Terrasse vor der durch das erste Inlandeis gesperrten Weserpforte südlich des Wiehengebirges in das Flußbett der Haase ein, wo neuerdings durch Kurtz in der Gegend von Bünde echte Weserschotter in der entsprechenden Höhenlage festgestellt sind (83).

Es erfolgte dann in der ersten Interglazialzeit wieder eine Periode gewaltiger Erosion, die diese mächtigste obere Terrasse des mittleren Wesergebietes zum erheblichen Teil wieder beseitigte, worauf sich das interglaziale Torflager der Zeche Nachtigall bei Höxter am Grunde der mittleren Terrassen bildete, und ferner in den untersten

Teilen dieser mittleren Terrasse am Süntelberge bei Hameln und an sonstigen Fundpunkten die vorherbeschriebene Fauna großer Säuger begraben wurde (S. 355).

Dann zur Zeit des herannahenden zweiten Inlandeises wurde wieder die Hauptmasse der mittleren Terrassenschotter aufgeschüttet, wobei der Einfluß dieses wieder kommenden Eises sich schon sehr deutlich in den glazialen, bzw. hocharktischen Elementen der vorbeschriebenen Faunen ausprägt: *Vallonia tenuilabris, Pupa turritella, Succinea oblonga, Elephas primigenius, Rhinoceros tichorrhinus, Rangifer tarandus, Ovibos moschatus.* Auch die eben erwähnte glaziale Flora von Oeynhausen fällt in diese Zeit und beweist dasselbe. Zum Schluß kam es dann wieder zu einer direkten Vereinigung der mittleren Terrassenschotter mit den Ablagerungen der zweiten Eiszeit, wie sie sich durch die Wechsellagerung von Weserschottern mit Grundmoränen, Bänderton und nordischem, glazialem Sand bei Hameln kundgibt, und auch diese mittlere Terrasse mußte vor dem Aufstau des diesmal nicht ganz soweit vorstoßenden Inlandeises, nun am Nordrande des Wiehengebirges entlang, nach Westen ausbiegen.

In der zweiten Interglazialzeit folgte dann wiederum eine sehr bedeutende Talerosion, die große Teile der neu gebildeten, mittleren Terrasse beseitigte, und die Bildung eines neuen interglazialen Torflagers mit *Corylus avellana* und sonstiger noch nicht näher bestimmten Flora bei Hameln (nach freundlicher Mitteilung meines Kollegen Grupe, dessen Arbeiten darüber noch nicht abgeschlossen sind), worauf sich in der dritten, letzten Eiszeit die untere Weserterrasse bildete, die in der Gegend von Nienburg-Verden erwiesenermaßen mit den direkten, glazialen Terrassenaufschüttungen des letzten Inlandeises und seiner Schmelzwasser, mit der jungglazialen Allerterrasse zusammenläuft, die sich ihrerseits aus den jungglazialen Geschiebesandaufschüttungen der südlichen Lüneburger Heide entwickelt.

Es ist also hier durch direkte, stratigraphische Beobachtung erwiesen und durch faunistisch-floristische Beobachtungen bestätigt, daß nur, bzw. höchstens gewisse (tiefste) Teile der Terrassen eigentlich interglazial sind, d. h. der Periode warmen Klimas angehören, daß in dieser warmen Interglazialzeit vielmehr im wesentlichen eine sehr starke Erosionsarbeit geleistet wurde, daß dagegen die Hauptsache der Terrassenaufschüttung erst aus dem Schluß der Interglazialzeit (dem sogenannten »kalten« Interglazial) stammt, bzw. schon direkt zeitlich glazial ist, und daß die drei großen diluvialen Weserterrassen also zum erheblichen Teil den drei Eiszeiten entsprechen, die auch durch die stratigraphischen Ergebnisse der Kartierung und die Verteilung der Interglaziale in Schleswig-Holstein und der Mark erwiesen sind.

Diese Untersuchungen und theoretischen Erwägungen Grupes erhalten eine starke Stütze durch entsprechende Beobachtungen Krauses

(80, 81) über die Rheinterrassen und die Lage der dortigen Interglazialablagerungen und decken sich mit den im Prinzip übereinstimmenden Anschauungen Menzels (91), der auch schon früher zur Erklärung der mächtigen Schotterbildungen am Harzrande die Stauwirkung des Inlandeises angenommen hatte und speziell für die Hauptterrasse des Leinetals, die der mittleren Weserterrasse Grupes entspricht, ihr im wesentlichen glaziales Alter durch paläontologische Erwägungen sichergestellt hatte.

Die südliche Lüneburger Heide zeigt nach den Arbeiten und Ausführungen von Stoller durchaus die Züge einer alten, ausgereiften Erosionslandschaft im älteren Diluvium, deren Formen durch die großenteils nur schleierhaft dünne Decke des darüber ausgebreiteten jungen, Oberen Diluviums nicht mehr wesentlich modifiziert sind und in einem ausgeprägten und nicht zu übersehenden Gegensatz stehen zu den jungen, frischen, unverwitterten und unzerstörten Formen des mächtigen jungen Diluviums rechts der Elbe (128).

Die Endmoränen der vorletzten Vereisung (Wierener Berge und Becklinger Holz) bestehen dort aus groben Sanden und Kiesen mit der charakteristischen, viele Meter tief herunterreichenden, eisenschüssigen Verwitterungsrinde der Interglazialzeit und stehen in Formen und innerer Erhaltung im deutlichsten Gegensatz zu den jungdiluvialen Endmoränen des baltischen Höhenrückens (128, 24).

Der jungdiluviale Schleier über diesem älteren Diluvium reicht ungefähr bis ans Allertal. Daß das Obere Diluvium darüber hinaus bis in die Gegend von Hannover gereicht haben soll, ist eine gänzlich beweislos gebliebene Angabe eines Theoretikers, der bisher nur sehr schlechte, unzuverlässige Beobachtungen geliefert hat, und bedarf keiner weiteren Widerlegung.

Rheinland-Westfalen.

Aus diesem Gebiet sind folgende, für die Gliederung des Diluviums durch lange Interglazialzeiten sprechende Tatsachen bekannt.

Im Ruhrgebiet bei Bochum-Witten sind die altdiluvialen Ruhrschotter, die ursprünglich ein einheitliches, größeres Plateau bedeckten, sehr stark verwittert und entkalkt, bevor sie von frischer, kalkhaltiger Grundmoräne bedeckt wurden (1, 94). Zwischen die Zeit der Ablagerung dieser Schotter und die Invasion der sie überdeckenden Grundmoräne fällt also eine sehr lange Zeit, in der nicht nur die Schotter völlig verwitterten, sondern auch das Plateau, auf dem sie abgelagert wurden, sehr stark zerstört wurde, und eine intensive Talbildung eintrat, die bedeutendste, die Westfalen seit der Tertiärzeit betroffen hat, und die Höhenunterschiede von über 50 m geschaffen hat, die von dem mittleren und jungen Diluvium nicht wieder aufgefüllt wurden. Denn nach Verwitterung der Schotter und dieser intensiven Talbildung lagerten sich darüber lößartige

Bildungen (Mergelsande) und ein älterer Löß ab und darüber erst die bis zu mehr als 4 m mächtige Grundmoräne der sog. Haupteiszeit.

Diese Grundmoräne ist im Emscher Gebiet wiederum sehr erheblich verwittert und entkalkt — bis zu 2 m Tiefe —, auch da, wo sie von intaktem, kalkhaltigem Löß überdeckt wird, der zum Teil kälteliebende Arten wie *Pupa columella* enthält.

Da die dritte, letzte Vereisung den Teutoburger Wald und die Weser ganz sicher nicht überschritten hat und meist noch erheblich dahinter zurückbleibt, so liegt hier ohne jeden Zweifel die Moräne der vorletzten (sog. Haupt-)Eiszeit vor, mit einer zur letzten Interglazialzeit, vor Ablagerung des Löß entstandenen intensiven Verwitterungszone.

Aus der Zerstörung dieser älteren Moräne im Emschertal durch die Schmelzwässer der rückziehenden Hauptvereisung sind dann mächtige Kiese entstanden, in denen *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorrhinus*, *Cervus euryceros* und *C. elaphus*, *Rangifer tarandus*, *Bos primigenius*, *Bison priscus* in ausgezeichnet erhaltenen, nicht abgerollten Resten vorhanden sind, ebenso Artefacte des diluvialen Menschen vom Mousterientypus. Darüber liegen fossilführende Sande und Torfe, die auf ein durchaus gemäßigtes Klima deutende Formen enthalten, nach oben zu aber Formen führen, die auf kälteres Klima schließen lassen. Vier Potamogetonarten, *Ranunculus aquatilis* und *R. flammula*, *Hippuris vulgaris*, *Menyanthes trifoliata* usw. und eine gleichartige Fauna von Land-, Wald- und Wassermollusken, darunter *Succinea fagotiana* und *Planorbis umbilicatus* ist in diesen Schichten vorhanden; zu oberst stellt sich die *Vertigo parcedentata* ein, die entschieden auf eine Verschlechterung des Klimas hindeutet und sich auch in den nächst jüngeren Talsanden der Niederterrasse der Lippe findet. Wir haben hier also eine mächtige Interglazialbildung, die an der Basis kälteliebende Formen (Mammut, *Rhinoceros tichorrhinus*, Rentier) in der Mitte durchaus gemäßigte Arten und zum Schluß wieder auf kälteres Klima hindeutende Formen enthält und von den glazialen Niederterrassenschottern bedeckt wird, die ebenfalls kälteliebende Formen enthalten.

Es sind also auch hier wie im Unterelbegebiet zwei mächtige, verschieden alte Verwitterungszonen vorhanden, die durch einen glazialen Komplex getrennt und von glazialen Schichten überlagert werden; die obere liegt obenein im stratigraphischen Verband mit fossilführenden Interglazialablagerungen, die eine schöne doppelte Klimaschwankung beweisen.

Im Niederrheingebiet zwischen Nimwegen und Crefeld ist durch die Forschungen von P. G. Krause, Stoller und Fliegel in großer Verbreitung ein fossilführender Horizont im Liegenden der Hauptterrassenschotter festgestellt worden, der ebenfalls noch von buntem, diluvialem Rhein-Maas-Schottern, — dem Deckenschotter — unterlagert wird, unter dem erst die pliocäne Kieseloolithstufe folgt (80, 81, 11, 162, 163, 107).

Die Hauptterrassenschotter im Hangenden dieses fossilführenden Horizontes, der Tegelenstufe, sind braun, meist lehmig, kalkfrei und auf das deutlichste sowohl petrographisch wie stratigraphisch von denen im Liegenden, die sehr hell, kalk- und lehmfrei sind, unterschieden; sie liegen mit deutlicher Erosionsdiskordanz auf den kalkhaltigen Feinsanden und Tonen der Tegelenstufe.

Diese fossilführende Tegelenstufe, die aus kalkhaltigen Feinsanden, tonigen Sanden und Tonen besteht und außerdem stellenweise noch Torfe und torfähnliche Braunkohlen, sowie faulschlammhaltige Tone enthält, ist festgestellt in demselben stratigraphischen Verband am Wyler Berg zwischen Nimwegen und Cleve, in der Gegend westlich von Mörs im Gulixberg, Rayer Berg, Dachsberg und Örmter Berg, sowie zwischen Mörs und Crefeld im Hülser Berg, endlich westlich von Crefeld bei Tegelen und südlich von Tegelen im Brachter Wald. Dieselben Schichten, kalkhaltige Feinsande und Tone sowie Mergelsande, zwischen den braunen, kalkfreien Hochterrassenschottern und den hellen, kalkfreien Deckenschottern — aber ohne Fauna — sind noch vielfach festgestellt in den zwischenliegenden Gebieten und südlich bis weit in das sogenannte Vorgebirge oder die Ville (westlich von Cöln); sie besitzen eine sehr verschiedene Mächtigkeit: wenige Dezimeter bis mehrere Meter, vor allen wegen der mehr oder minder energischen Erosionswirkungen in ihrem Hangenden.

Die Hauptterrassenkiese in ihrem Hangenden sind in der Gegend von Mörs (Hülser Berg, Dachsberg usw.) sehr energisch gestaucht, zum Teil bis zur Saigerstellung aufgerichtet und enthalten nordische Diluvialgeschiebe: Alandrapakivi, Alandgranit, Smalandgranit, Asbydiabas, roten Ostseequarzporphyr, Feuersteine mit *Ananchytes ovatus* usw., sowie steil angelagert Geschiebelehm mit nordischen Geschieben. Die Stauchung, die auf die östliche (Innen)Seite dieser endmoränenartig angeordneten Hügelzüge beschränkt ist, während außen — im Westen — die Hauptterrassenschotter ungestört horizontal liegen, ist also nach der Hauptterrassenzeit vor Ablagerung der Mittelterrasse erfolgt und kann nach Lage der Dinge nur durch das nordische Inlandeis erfolgt sein, das auch die nordischen Geschiebe in das Gebiet gebracht hat, also das Eis der sog. Haupteiszeit. Diese stratigraphisch völlig sichere und einheitliche Tegelenstufe enthält nun an den verschiedenen Fundpunkten folgende Fauna und Flora, die ganz zweifellos diluvial (nicht mehr pliocän) ist:

1. Am Wyler Berg bei Cleve: *Stratiotes aloides*, *Potamogeton* (7 Arten), *Ceratophyllum* (2 Arten), *Najas minor* und *tenuissima*, *Nuphar luteum*, *Acer* (*campestre* L.?), *Vitis vinifera*, *Trapa natans* und zahlreiche andere Arten von Ranunculaceen, Compositen und Umbelliferen.

2. Am Brachter Wald bei Elmpt: *Pinus*, *Picea excelsa*, *Najas major*, *Corylus avellana*, *Carpinus Betulus*, *Betula alba*, *Populus* (*nigra*?), *Alnus glutinosa*, *Fagus silvatica*, *Quercus pedunculata*, *Ulmus campestris*, *Nuphar luteum* usw.

3. Bei Tegelen: *Abies pectinata*, *Stratiotes aloides*, *Potamogeton* (3 Arten), *Najas major* und *minor*, *Carpinus Betulus*, *Ceratophyllum demersum*, *Magnolia cobus*, *Vitis vinifera*, *Trapa natans*, *Fraxinus* sp. usw.

4. Töniesberg: *Pisidium amnicum*, *P.* (*Fossarina*) sp., *Helix* sp., *Clausilia* sp., *Succinea* sp., *Paludina diluviana*, *Bithynia tentaculata*, *Valvata naticina*, *V. antiqua*, Arvicoliden. Von diesen Arten ist *Valvata naticina* heute nur im mittleren und südlichen Rußland, nicht in Deutschland zu finden; sie sowohl wie *Paludina diluviana* finden sich aber im tieferen Interglazial der Mark und Ostpreußens.

5. Bei Neede östlich der Yssel: *Elephas antiquus*, *E. primigenius*, *Rhinoceros Merckii*, *Cervus elaphus*, *Paludina diluviana*.

6. Hülser Berg: *Cervus* sp., *Castor* sp., *Meles* sp., *Elephas* cf. *antiquus*, *Bithynia tentaculata*, *Patula ruderata*, *Fagus silvatica* L. usw.

7. Rayer Berg: *Lepus* sp., *Cionella lubrica*, *Planorbis corneus* und *glaber*, *Valvata macrostoma* und *cristata*, *Bithynia tentaculata*, *Limnaeus truncatulus*, *Limax agrestis*, *Helix costata* und *nemoralis*, *Clausilia pumila* cfr. *dubia*, *Succinea Pfeifferi*.

Daß diese Fauna und Flora diluvial ist, daran kann ebensowenig ein Zweifel bestehen wie daran, daß sie ein sehr gemäßigtes Klima verlangt. (*Vitis*, *Magnolia*, *Fraxinus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Acer* usw. und die waldbewohnenden Schnecken; ferner *Paludina diluviana*, *Elephas antiquus Rhinoceros Merckii* usw.). Daß sie von buntem, gemischtem Diluvialkies mit Feuerstein und umgelagertem Pliocän (nicht von Pliocän selbst) unterlagert wird, ist ebenso sicher wie die Überlagerung durch Diluvialkies, der durch das ältere Inlandeis aufgestaucht ist (zur Zeit der Mittelterrassen und lange vor der Niederterrasse); es kann sich hier also nur um erstes Interglazial handeln.

Die untersten Diluvialschotter im Liegenden der Tegelenstufe, die bis in die Gegend von Cöln unter den Hauptterrassenschottern liegen, heben sich weiter im Süden höher heraus und liegen dann im höheren Niveau als die Hauptterrasse — es findet eine sehr schöne Terrassenkreuzung statt.

Dasselbe ist rheinabwärts der Fall mit der Mittelterrasse, die bis zur Gegend von Geldern über der Niederterrasse liegt, dann aber unter deren Niveau untertaucht und von Niederterrassenschottern überdeckt wird.

Daß die Niederterrasse nicht mehr diluvial, sondern schon alluvial ist, ist nach den neueren Forschungen von P. G. Krause und Wunstorf als erwiesen anzusehen; in der Gegend von Mörs ist sie noch bis tief in die historische Zeit von den Rheinhochwassern überflutet worden. Es müssen also vor der Zeit der Hauptterrassenablagerung und ebenso nach der Zeit der Mittelterrassenbildung erhebliche tektonische Störungen, bzw. Niveauverschiebungen in dem Gebiete stattgefunden haben, von denen die letzteren ihre Analoga in den Störungen der jüngeren Interglaziale in Hannover und der mitteldiluvialen Ablagerungen im Balticum finden.

Weiter rheinabwärts in Geldern, im Tal der Eem, liegt die Eemfauna mit allen den charakteristischen Arten, die wir oben (S. 347) aus dem Westbalticum kennen gelernt haben, über einem Geschiebemergel und unter den Schottern der »Niederterrasse«. Da wir aus der Tatsache der Terrassenkreuzungen soeben das Untertauchen der Mittelterrasse unter die Niederterrasse im Unterrheingebiet kennen gelernt haben, so kann aus der Überlagerung durch »Niederterrassenschotter« ein Beweis gegen das höhere Alter der typischen Eemfauna, das sich aus allen bisherigen Aufschlüssen ergeben hat und im Osten noch weiter ergeben wird, nicht abgeleitet werden. (Fortsetzung folgt.)

Die kimmerische (vorcretacische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens.

Von **Hans Stille** (Leipzig.)

(Mit 1 Textfigur.)

In folgenden Schriften sind in den letzten 12 Jahren vorcretacische Gebirgsbildungen in Deutschland erörtert worden[1]):

1. J. Ahlburg, Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im östlichen Holland. Glückauf, 44. Jahrg. 1908, S. 1205 ff.
2. R. Bärtling, Die Ausbildung und Verbreitung der unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1908, Bd. 60, Monatsber. S. 43.
3. O. Burre, Der Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Oerlinghausen. Jahrb. der pr. geol. Landesanst. f. 1911, Bd. XXXII, I, S. 306 ff.
4. K. Flegel, Aufschlüsse der neuen Bahnlinien Reinerz-Cudowa in der Kreideformation, im Rotliegenden und im Urgebirge. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1905, Bd. 57. S. 74.
5. F. Frech, Deutschlands Steinkohlenfelder und Steinkohlenvorräte. Stuttgart 1912. S. 96—98.
6. O. Grupe, Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1908, Bd. XXIX, I, S. 612 ff. (spez. S. 639).
7. O. Grupe, Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1911, Bd. 63, S. 264 ff.
8. W. Haack, Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1908, Bd. XXIX, I, S. 458.
9. R. Hermann, Die östliche Randverwerfung des Fränkischen Jura. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 60, 1908, S. 1 ff.
10. E. Hoehne, Stratigraphie und Tektonik der Asse und ihres östlichen Ausläufers, des Heeseberges bei Jerxheim. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1911, Bd. XXXII, II, S. 1.
11. A. v. Koenen, Über das Verhalten und das Alter der Störungen in der Umgebung der Sackberge und des Leinetales bei Alfeld und Elze. Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wissensch. Göttingen, Mathemat.-physikal. Klasse, 1907.

[1]) Berücksichtigt ist die bis Sommer 1912 erschienene Literatur. Der vorliegende Aufsatz ist schon im September 1912 verfaßt worden, wegen Übersiedelung des Verfs. von Hannover nach Leipzig aber bis zum Schlusse des Wintersemesters 1912/13 liegen geblieben.

12. A. Kraiss, Der Warburger Sattel, seine Baustörungen und die vulkanischen Durchbrüche. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. 1910, Bd. XXXI, II, S. 377 ff.
13. Th. Lorenz, Über den Gebirgsbau Mitteldeutschlands. Ber. d. Niederrhein. geol. Ver. 1907, S. 24.
14. A. Mestwerdt, Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben. v. Koenen-Festschrift 1907, S. 221 ff.
15. A. Mestwerdt, Zur Lagerung des Wealden am Osning. 2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. 1909, S. 49 ff.
16. C. Mordziol, Einige Bemerkungen zum Alter der deutschen Mittelgebirge. Ber. d. 43. Vers. d. Oberrhein. geol. Ver. 1910, S. 14 ff.
17. G. Müller, Erläuterung zu Bl. Lüneburg, Lief. 108. d. geol. Spezialkarte von Preußen. 1904.
18. W. Petrascheck, Über den Untergrund der Kreide und über präcretacische Schichtenverschiebungen in Nordböhmen. Jahrb. der K. K. geol. Reichsanstalt 1910, Bd. 60, 2. Heft, S. 179.
19. E. Philippi, Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. f. 1910, Bd. 62, S. 305 ff.
20. J. F. Pompeckj, Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. Geogn. Jahreshefte XV, 1901.
21. Jos. Robert, Die Tektonik des Großherzogtums Luxemburg. Vereinsschrift d. Ges. Luxemburg. Naturfreunde 1911.
22. E. Scholz, Geologische Verhältnisse des Süntel. 1. Jahresber. d. Nieders. geol. Ver. f. 1908, S. 78 ff. (spez. S. 108).
23. H. Schröder, Erläuterungen zu Bl. Harzburg, Lief. 100 d. geol. Spezialkarte von Preußen. S. 103, 104, 161.
24. H. Schröder, Übergreifende Lagerung der oberen Kreide über dem aufgerichteten oberen Muschelkalk bei Kloster Michaelstein. Geolog. u. Paläontol. der subhercynen Kreidemulde. Abhandl. d. pr. geol. Landesanst., N. F., Heft 56, S. 38.
25. H. Scupin, Über sudetische prätertiäre junge Krustenbewegungen und die Verteilung von Wasser und Land zur Kreidezeit in der Umgebung der Sudeten und des Erzgebirges. Zeitschr. f. Naturw. Bd. 82, 1910, S. 321 ff.
26. H. Stille, Zur Tektonik des südlichen Teutoburger Waldes. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. f. 1901, Bd. 53, Sitzungsber. S. 6,
27. H. Stille, Über präcretacische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Eggegebirges. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1902, Bd. XXIII, S. 296.
28. H. Stille, Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 57, S. 168.
29. H. Stille, Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und der Kreide Westfalens. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1905, Bd. XXVI, S. 103.
30. H. Stille, Über Strandverschiebungen im hannoverschen oberen Jura. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. f. 1905, Bd. 57, Sitzungsber. S. 515.
31. H. Stille, Blätter Driburg, Willebadessen und Peckelsheim (letzteres zusammen mit A. Mestwerdt) der geol. Spezialkarte von Preußen nebst Erläuterungen, 1908.
32. H. Stille, Zonares Wandern der Gebirgsbildung. 2. Jahresber. d. Nieders. geol. Ver. f. 1909, S. 34.
33. H. Stille, Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Min. etc. f. 1909, S. 270.
34. H. Stille, Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1910, S. 141.
35. H. Stille, Senkungs-, Sedimentations- und Faltungsräume. Congrès géol. intern., XI. Séance, Stockholm 1910.

36. H. Stille, Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. Zeitschr. »Kali« 1911, 5. Jahrg.
37. H. Stille, Der Untergrund der Lüneburger Heide und die Verteilung ihrer Salzvorkommen. 4. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. S. 225.
38. H. Stremme, Über eine präneocome Schichtenverschiebung im nördlichen Harzvorlande. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. f. 1909, Bd. 61, Monatsber. S. 308.
39. A. Tornquist, Die Tektonik des tieferen Untergrundes Norddeutschlands. Sitzungsber. d. pr. Ak. d. Wissensch., Math.-phys. Kl., 1911, S. 822 ff.
40. van Waterschoot van der Gracht, W. A. J. M., Jaarverslag d. Rijksopsporing van Delfstoffen over 1910. Amsterdam 1911.
41. W. Wunstorf, Der tiefere Untergrund im nördlichen Teile der niederrheinischen Bucht. Verhandl. d. Nat. V. v. Rheinl. u. Westf., Bd. 66, 1909, S. 343 ff.
42. W. Wunstorf und G. Fliegel, Die Geologie des niederrh. Tieflandes. Abhandl. d. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 67.

Inhalt:

1) Vorbemerkungen.
2) Zeitlichkeit der »vorcretacischen« Faltung in Mittel- und Nordwestdeutschland und Nachphasen dieser Faltung.
3) Beispiele kimmerischer Gebirgsbildungen.
   a) Kimmerische Gebirgsbildungen im Liegenden von Serpulit und unterer Kreide.
   b) Kimmerische Gebirgsbildungen im Liegenden des Cenomans.
4) Bedeutung der kimmerischen Gebirgsbildung für die Tektonik der deutschen Mittelgebirge.
   a) Die kimmerische Gebirgsbildung als Hauptphase der saxonischen Faltung.
   b) Kimmerische und intracretacische Faltung.
   c) Gebirgsbildungen im Liegenden tertiärer Schichten.

1. Vorbemerkungen.

Noch vor 10—12 Jahren galt als feststehend, daß während der mesozoischen Zeit tektonische Bewegungen im Boden Deutschlands nicht eingetreten seien, vielmehr die gesamte nachvariscische Gebirgsbildung sich in der Tertiärzeit, hauptsächlich im Jungtertiär, ereignet habe. Auch heute noch werden hier und da derartige Auffassungen in der Literatur geäußert. Dem sind zwei Erfahrungen gegenüberzustellen, zu denen die Forschungen des letzten Jahrzehntes geführt haben (33), nämlich:

1. Die postvariscische, — »saxonische«[1]), — Faltung ist im deutschen Boden in mehreren Phasen verlaufen, von denen mindestens zwei in die mesozoische Zeit fallen.

[1]) Es erschien zweckmäßig, für die mesozoisch-känozoische Faltung der deutschen Mittelgebirge eine einheitliche Bezeichnung einzuführen. Die Bezeichnung »hercynisch« erschien nicht ganz geeignet, denn erstens ist sie von L. v. Buch für eine bestimmte Richtung gegeben worden, würde also, wenn man ihren Sinn nicht erweitert, die rheinisch gerichteten und von den hercynischen zeitlich nicht zu trennenden Falten und Dislokationen nicht umfassen, und zweitens besteht eine gewisse Verwirrung insofern, als »hercynisch« in der französischen usw.

2. In den jüngeren tektonischen Phasen haben sich die Bewegungsbilder der älteren Phasen erneuert (Posthumität der tektonischen Vorgänge).

Daß eine ausschließlich tertiäre oder gar jungtertiäre Gebirgsbildung so allgemeine Anerkennung gefunden hatte, erklärt sich zum Teil aus der Übertragung der in den Alpen gewonnenen, neuerdings auch etwas einzuschränkenden[1]) Erfahrungen über das Jugendliche der dortigen Gebirgsbildungen auf die deutschen Verhältnisse, und gewiß ist es zunächst überraschend, »daß wenigstens in seinen Grundzügen das heutige tektonische Bild des mittel- und nordwestdeutschen Untergrundes gegeben war, als die Alpen ihre Hauptauffaltung erfuhren« (33, S. 276). Zweitens hat aber die unzureichende Erkenntnis des »posthumen« in den jüngeren tektonischen Vorgängen die Feststellung älterer Gebirgsbildungen zurückgehalten (33, S. 274). Es war nicht oder nicht ausreichend erkannt worden, daß die Verwerfungen und Falten in den Schichten cretacischen und tertiären Alters oft nur schwache Nachklänge älterer tektonischer Vorgänge sind (6, 7, 19, 27, 31—33).

Auf eine vorcretacische Gebirgsbildung am südlichen Teutoburger Walde hatte v. Dechen[2]) schon im Jahre 1856 hingewiesen, d. h. fast

Literatur vielfach gleichbedeutend mit »variscisch-armorikanisch« gebraucht wird. Der Name »hercynisch-rheinisch« wäre etwas umständlich, würde außerdem erstens die immerhin doch stark zurücktretende »rheinische« Richtung als einigermaßen gleichberechtigt neben der stark vorherrschenden »hercynischen« erscheinen lassen und schließlich die streckenweise zur Geltung kommende südwest-nordöstliche Richtung, die Wiederholung der variscischen, nicht einschließen. Unter diesen Umständen erschien eine neue Bezeichnung wünschenswert, die keine spezielle Richtung ausdrücken, sondern nur die ganze jüngere Gebirgsbildung im Gegensatz zu der variscischen umfassen sollte, und ich habe in diesem Sinne unter »saxonischer Faltung« die gesamte, in mehreren Phasen verlaufene mesozoisch-känozoische Faltung im Bereiche der deutschen Mittelgebirge verstanden, mag sie nun »hercynisch« oder »rheinisch« oder »erzgebirgisch« oder sonstwie gerichtet sein (34).

Das Wort »saxonisch« hatte A. Tornquist (Die Feststellung des Südwestrandes des Baltisch-russischen Schildes usw., Schriften d. phys.-ökon. Ges. Königsb. 1908, Heft 1) schon vor mir in der Bezeichnung »saxonische Scholle« für denjenigen Teil Norddeutschlands, der zwischen dem Baltisch-russischen Schilde und den deutschen Mittelgebirgen liegt, gebraucht, also für einen geographischen Bezirk, in dem zwar erhebliche Faltungserscheinungen vorliegen. Die Bezeichnung »saxonische Scholle« hat Tornquist 1911 (Sitz-Ber. d. pr. Ak. d. Wissensch. Phys.-math. Kl. 1911, S. 826) durch »saxonisches Faltungsfeld« ersetzt, in dem zwar in der Hauptsache die Faltung hercynisch geht. Tornquist ist aber ebenso wie ich von der Notwendigkeit, das gesamte Phänomen der mesozoisch-känozoischen Gebirgsbildung unabhängig von der wechselnden Richtung mit einer gemeinsamen Bezeichnung zu umfassen, überzeugt, und so hat auch er, wie er mir brieflich mitteilte, die von mir gegebene Definition für »saxonisch« vollständig zu der seinen gemacht.

[1]) Vgl. u. a. O. Wilckens, Über mesozoische Faltungen in den tertiären Kettengebirgen Europas. Geol. Rundschau, Bd. II, S. 251 ff.

[2]) v. Dechen, Der Teutoburger Wald. Ver. d. Nat. Ver. f. Rheinl. u. Westf., Jahrg. 13, 1856, S. 398.

50 Jahre früher, als am Teutoburger Walde einmal wieder davon die Rede war. Aber seine Angaben haben gegenüber der scheinbaren Wucht der Tatsachen, die aus anderen Teilen Mittel- und Norddeutschlands für eine ausschließlich tertiäre Gebirgsbildung beigebracht wurden, keine rechte Beachtung gefunden und sind schließlich in der Literatur über die Tektonik Deutschlands ganz in Vergessenheit geraten[1]).

Die Bezeichnung »kimmerische« Faltung ist der Krim entlehnt (34). Die Halbinsel Krim und die Dobrudscha werden durch das »kimmerische Gebirge« Mrazecs durchzogen, »den Rest eines Faltenzuges von mesozoischem Alter, welcher Krim und Dobrudscha bildet, dem die Donaumündungen angehören, und dessen Spuren unter dem vortretenden karpathischen Bogen verschwinden« (Suess, Antlitz der Erde, Bd. III, II. Teil, S. 729). Die Gebirgsbildung ist dort vorcretacisch, und zwar in zwei Phasen, einer älteren zwischen Trias und Lias und einer jüngeren zwischen Jura und Neocom, verlaufen.

Die Anwendung der Bezeichnung »kimmerisch« auf die vorcretacische Faltung des deutschen Bodens bringt die Gleichzeitigkeit der letzteren mit der vorcretacischen Faltung Südosteuropas, oder wenigstens mit der jüngeren Phase derselben, zum Ausdruck.

Das Verständnis der tektonischen Vorgänge im deutschen Boden setzt eine möglichst scharfe Unterscheidung der »orogenetischen« und »epirogenetischen« Vorgänge (35—37) voraus.

Die epirogenetischen Vorgänge schaffen, mehr oder weniger kontinuierlich fortgehend, sinkende Räume (Geosynklinalen, Sedimentationsbecken) zwischen aufsteigenden Bezirken (Festlandsschwellen, »Rahmen«). Der Boden der Sedimentationsräume (Geosynklinalen) befindet sich in den epirogenetischen Zeiten im großen und ganzen in Abwärtsbewegung, gemessen am Spiegel des jeweiligen Ozeans.

[1]) Dazu entstammen v. Dechens Angaben einer Zeit, in der eine im heutigen Sinne kritische Betrachtung des Alters tektonischer Vorgänge nicht durchgeführt wurde und das tektonische Nebeneinander der Schichten häufig genug als An- oder Überlagerung gedeutet wurde. Z. B. spricht v. Dechen in demselben Absatze, in dem er die aus der Überlagerung älterer Schichten durch die Kreide gezogenen Schlüsse mitteilt, auch vom Übergreifen des Lias auf Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper; und so ist es vielleicht zu verstehen, daß auch die Schlüsse, die aus der behaupteten Überlagerung älterer Schichten durch die Kreide gezogen wurden, nicht sonderlich bewertet worden sind. Daß schon D. Brauns (Unterer Jura, p. 162) wie Th. Brandes (Neues Jahrb. Beil.-B. XXXIII, S. 455) meint, tektonische Vorgänge an der Wende der Jura-Kreidezeit erkannt hat, ist kaum zutreffend, jedenfalls nicht im mindesten klar ausgesprochen. Brauns spricht nur von »Wegschwemmungen« die am Ende der Juraperiode nachweisbar sind, und von einer Hebung weiterer Landstriche über das Meeresniveau zur Zeit der Wealdenbildungen, die bis ins Neocom anhält. Die Feststellung einer Festlandsperiode ist aber noch lange nicht die Feststellung von der Festlandsperiode vorangegangenen tektonischen Ereignissen, denn oft genug sind im Wechsel der Formationen Festländer entstanden, ohne daß eigentliche tektonische Phasen vorangingen (vgl. weiter unten).

Eine Ausnahme bilden die in manchen Geosynklinalen beobachteten »Mittelschwellen«, die eine ursprünglich einheitliche Geosynklinale in zwei Spezialsynklinalen zerlegen.

Die orogenetischen Vorgänge (Faltungen, Schollenverschiebungen an Verwerfungen) sind zeitlich eng umgrenzt (episodisch). Sie führen zu Aufwärtsbewegungen (Auffaltungen) des Bodens in den Geosynklinalen oder in weiten Teilen derselben, gemessen am Spiegel des jeweiligen Ozeans. Die »Rahmen« werden von den Faltungen weit weniger betroffen, wenn sie gewiß auch nicht ganz unberührt bleiben (34).

Die epirogenetischen Erscheinungen hält Verfasser für das Ergebnis eines mehr oder weniger kontinuierlichen, aber schwächeren tangentialen Druckes im Boden, die orogenetischen für das Ergebnis einer episodischen Steigerung dieses Druckes (35).

In vielen Fällen vermögen die episodischen orogenetischen Vorgänge nicht den Betrag der vorangegangenen epirogenetischen Absenkungen zu kompensieren, und so erscheinen die Sedimentationsräume oft genug auch noch nach den Faltungen als »gesunkene Räume«.

Die zwischen den »Rahmen« liegenden Bezirke sind also zunächst mehr oder weniger flache Mulden großer Spannweite; vielfach sind sie heute aber von Verwerfungen umgrenzt und erscheinen als tektonische Senkungsfelder. Diesen Charakter gewinnen sie in den orogenetischen Phasen; in diesen entstehende große Rißlinien des Bodens sind oft in alten Küstenlinien oder in Faciesgrenzen vorgezeichnet. Außer auf die grundlegenden Arbeiten E. Haugs sei, um Beispiele aus dem deutschen Boden zu geben, verwiesen auf den Südwestrand des baltisch-russischen Schildes (39), auf den Nordrand der Rheinischen Masse (34), auf den Ostrand der Rheinischen Masse, der als Küstenlinie schon in der Zechsteinzeit erscheint[1]), und auf den Westrand der Böhmischen Masse.

2. Zeitlichkeit der „vorcretacischen" Faltung in Mittel- und Nordwestdeutschland und Nachphasen dieser Faltung.

Eine genaue Bestimmung des Zeitpunktes der kimmerischen Faltung ist im Teutoburger Walde möglich gewesen. Am südlichen Teutoburger Walde, am Eggegebirge, wo die vorcretacische Faltung ganz besondere Intensität zeigt, ist zwar nur festzustellen, daß sie nach Ablagerung des oberen Lias und vor Ablagerung des Hauterivien erfolgte (27, 31). Befriedigender ist das Ergebnis schon in der Gegend von Horn in Lippe, wo Brauner und Weißer Jura bis Kimmeridge einschließlich an der vorcretacischen Gebirgsbildung teilgenommen haben. Sodann sind aber

[1]) Vgl. die von F. Beyschlag in Anlage I zu »Deutschlands Kalibergbau« gegebene Umrandung des deutschen Zechsteinbeckens. Mit besonderem Nachdrucke hat neuerdings Hermann L. F. Meyer (Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1910, Teil I, S. 383 ff.) auf das annähernde Zusammenfallen des Randes des deutschen Zechsteinmeeres mit dem Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges hingewiesen.

am nördlichen Teutoburger Walde in den bald auf Braunem Jura, bald auf älteren Schichten des Weißen Jura übergreifend liegenden Serpulit der Gegend von Bielefeld feine und grobe Gerölle älterer Schichten, in großer Menge solche des Muschelkalks, nachgewiesen worden (28, 29), die unter der ganzen Sachlage nur von Süden, d. h. aus dem Gebiete der vorcretacischen Eggefaltung, zugeführt sein können. Daraus ergibt sich die genauere Zeitbestimmung dahin, daß die Heraushebung der alten Eggeketten im jüngsten Weißen Jura, u. zw. nach Ablagerung des Kimmeridge und vor, eventuell auch noch mit Ablagerung des Serpulits, erfolgt sein muß.

Flache Aufwölbungen des Untergrundes, die hinsichtlich des nachweisbaren Ausmaßes so unbedeutend sind, daß man wohl richtiger von Nachklängen der kimmerischen Faltung (37) nach deren Hauptphase, als von eigentlichen neuen Faltungsphasen spricht, sind südlich und südöstlich von Osnabrück zwischen Serpulit und Wealden (15) und zwischen Wealden und Neocom (8, 15) erkannt worden. Auf letztere Nachphase ist auch in der näheren Umgebung der Stadt Hannover am Benther Sattel zu schließen. Immerhin sind auch diese Nachphasen episodische, der kimmerischen Hauptphase bald folgende Unterbrechungen der inzwischen wieder stattgehabten epirogenetischen Vorgänge.

Die postkimmerische Serie, die das kimmerisch gefaltete und wieder eingeebnete ältere Mesozoicum, stellenweise auch das Paläozoicum, bedeckt, beginnt bald mit Serpulit, bald mit Wealden, bald mit Neocom, und zwar namentlich Hauterivien, selten auch mit Albien. Über die Sedimente der Unteren Kreide greift dann ziemlich weit die cenomane Transgression hinaus und leitet dabei die Serie der postkimmerischen Sedimente ein.

Die kimmerische Faltung ist die älteste orogenetische Phase der saxonischen Gebirgsbildung, wenigstens in Mitteldeutschland und im hannoverschen Berglande. Die innere Konkordanz der Schichten vom Zechstein bis zum Weißen Jura beweist, daß während ihrer Ablagerungszeit irgendwie nennenswerte tektonische Ereignisse nicht eingetreten sind. Das Sedimentationsgebiet der postvariscischen Schichten hat sich nach der Zechsteinzeit zunächst erheblich erweitert, später wieder verengt, aber die Vorgänge, die beides bewirkt haben, sind nicht eigentlich tektonischer, sondern epirogenetischer Art, und an keiner Stelle ist bisher eine Verwerfung oder eine Faltung der Trias-, Lias- oder Doggerzeit nachweisbar gewesen. Die gegenteiligen Behauptungen Lachmanns[1]) sind unhaltbar (36, S. 12 ff.). Auch die neuerdings von Wunstorf und Fliegel (42, S. 169) vermuteten triadischen »Schollenbewegungen« und »grabenartigen Einsenkungen«, die das Vordringen des Mittleren Buntsandsteins in die Niederrheinische Bucht eingeleitet

[1]) R. Lachmann, Der Salzauftrieb. Zeitschrift Kali 1911.

haben sollen, sind nicht bewiesen und schon unwahrscheinlich deswegen, weil sie allen Erfahrungen in den übrigen Teilen des deutschen Bodens über die Zeitlichkeit der tektonischen Vorgänge widersprechen würden. Überhaupt ist für das Wunstorf-Fliegelsche »Hauptgesetz« der tektonischen Vergangenheit des Niederrheinischen Tieflandes (42, S. 172), daß nämlich die nachdyadischen Schollenverschiebungen vielleicht in keiner geologischen Periode ganz zur Ruhe gekommen sind, ein irgendwie ausreichendes Beweismaterial nicht beigebracht, denn unmöglich darf man allein aus dem Hinausgreifen des oberoligocänen Meeres über den Septarienton nach Süden, aus dem Rückzuge des Meeres am Ende der Oligocänzeit, aus der Fortsetzung dieses Vorganges im Untermiocän usw. usw. (l. c. S. 171), d. h. aus jeder positiven oder negativen Bewegung der Wasserhülle oder gar schon aus dem Fortgange einer solchen Bewegung, auf »Schollenverschiebungen« schließen. Meines Erachtens ergibt sich im Niederrheingebiete bei der erforderlichen scharfen Unterscheidung »epirogenetischer« und »orogenetischer« Vorgänge kein Beweis dafür, daß dort die Verhältnisse hinsichtlich der Zeitlichkeit der tektonischen Ereignisse, höchstens abgesehen von einem gleich zu besprechenden Ausnahmefalle, viel anders lägen, wie in Mitteldeutschland und Niedersachsen.

Einer besonderen Diskussion bedarf noch die Zeit zwischen Trias und Lias, denn in ihr hat in anderen Teilen Europas (Krim, Dobrudscha) die bei uns auf die jüngste Jurazeit und in geringen Nachwirkungen auf den Anfang der Kreidezeit begrenzte »kimmerische« Gebirgsbildung einen sehr erheblichen Vorläufer gehabt, der vielleicht auch im holländisch-westfälischen Grenzgebiete angedeutet ist. Unverkennbar ist, daß auch in Mitteldeutschland die Zeit zwischen Trias und Lias einen wichtigen Wendepunkt in der geologischen Vergangenheit insofern bedeutet, als gerade damals die Ausbildung einer von der Böhmischen zur Rheinischen Masse verlaufenden Landschwelle erhebliche Fortschritte machte, durch die im Fortgange der Jurazeit die Trennung eines nördlichen von einem südlichen Sedimentationsbecken (34) erreicht wurde (vgl. u. a. auch Th. Brandes l. c.).

Bezirke, die durch lange Zeiten sinkende Teile einer Geosynklinale waren, können ihre Eigenschaft als sinkende Gebiete verlieren und sogar zu »Geantiklinalen« werden, wie an den medianen Schwellen mancher Geosynklinalen, die eine ursprünglich einheitliche Geosynklinale in deren zwei zerlegen, beobachtet worden ist. Vielleicht ist auch die im deutschen Boden an der Wende von Trias und Jura eintretende Zerteilung des ursprünglich einheitlichen Sedimentationsbeckens in deren zwei dem Entstehen einer Mittelschwelle in anderen Geosynklinalen vergleichbar. Jedenfalls ist bisher in keinem Falle zu erweisen, daß die Verdrängung des Liasmeeres aus Hessen usw. und die von Th. Brandes (l. c.) nachgewiesenen Schwankungen des Südrandes des Liasmeeres in Südhannover usw. mit irgendwelchen typischen »orogenetischen« Er-

scheinungen, z. B. mit Verwerfungen oder Falten kleinerer Amplitude, zusammengehangen hätten. Die lokal entstehenden Schwellen sind im Sedimentationsbezirke des Lias so flach, daß niemals Schichten aus dem Liegenden des Lias zerstört werden konnten, während einer irgendwie beträchtlichen Heraushebung einzelner Teile des Untergrundes doch Denudationen solchen Umfanges gefolgt sein müßten, daß auch ältere Schichten zerstört wurden und eine nachfolgende positive Oszillation des Liasmeeres Schichten etwas höheren Alters, z. B. Keuper, überdeckt hätte.

Ist somit eine eigentliche Gebirgsbildung in Mitteldeutschland in der Zeit, in der die ältere kimmerische Gebirgsbildung Südeuropas erfolgte, auch nicht nachweisbar, so bleibt immerhin die Tatsache auffällig, daß gerade damals die epirogenetischen Vorgänge in Mitteldeutschland eine Zweiteilung des ursprünglich einheitlichen Sedimentationsbeckens einleiteten; eine geringe Steigerung der tangentialen Spannung im Boden mag damals eingetreten sein, aber sie reichte nicht aus zu der Entstehung eigentlicher orogenetischer Gebilde. Im Gegensatz hierzu sind vielleicht im holländisch-westfälischen Grenzgebiete in der Transgression des Lias über älteren mesozoischen Schichten Andeutungen vorliasischer Aufwölbungen gegeben, auf die neuerdings VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT hinwies (40); weiter südlich wurde in der Bohrung Eschenhoff bei Xanten Lias über Buntsandstein festgestellt (40, S. 59). Sollten nun mit der Zeit im äußersten Nordwesten Deutschlands vorliassische tektonische Vorgänge von erheblicherer Bedeutung nachweisbar sein, so würde man, um Unklarheiten zu vermeiden, die Hauptphase der vorcretacischen Gebirgsbildung, die spätjurassische, als die »jungkimmerische«, die vorliassische aber als die »altkimmerische« Phase zu bezeichnen haben.

3. Beispiele kimmerischer Gebirgsbildungen.

Die Antwort auf die Frage, welche tektonische Ausgestaltung der Boden Deutschlands auf dem Wege zu dem heute sich darbietenden Bilde schon vor Ablagerung der Kreide erreicht hatte, entnehmen wir:

1. den Altersverhältnissen der unter der transgredierenden Kreide liegenden Schichten.

Es liegt auf der Hand, daß die kimmerische Faltung um so intensiver gewesen ist, je mächtigere Schichtenserien durch sie der Denudation zugeführt worden sind, und — das gilt wenigstens für die Bezirke des alten Sedimentationsbeckens — je älter damit die Gebilde sind, die wir heute unter der postkimmerischen Decke finden. Man darf dabei aber nicht übersehen, daß die Heraushebung des Untergrundes im allgemeinen ihr höchstes Ausmaß in den nur schmalen Zonen der Sattelkerne gehabt hat, und nur hier ein zuverlässiges Bild von der Stärke

der kimmerischen Faltung zu erhalten ist, und in diesem Sinne muß man sich hüten, aus der Unterlagerung der Kreide auf den Flügeln der Sättel durch relativ junge Schichten, z. B. durch Dogger oder Lias, auf ein geringes Ausmaß der Heraushebung des ganzen Sattels schließen zu wollen. Leider ist aber gerade in den Kernen der Sättel die postkimmerische Decke bei posthumer Erneuerung des Faltungsvorganges im besonderen Maße der Denudation zugänglich gemacht und infolgedessen beseitigt worden, so daß in solchen Fällen die Feststellung der wahren Intensität der vorcretacischen Faltung auf erhebliche Schwierigkeit stößt.

2. aus den Geröllen älterer Schichten, die in der postkimmerischen Schichtenserie, im allgemeinen an deren Basis, eingebettet liegen.

3. aus gewissen faciellen Verhältnissen innerhalb der postkimmerischen Schichten.

a) Nachweis kimmerischer Gebirgsbildungen im Liegenden von Serpulit und Unterer Kreide.

Randgebiet der Rheinischen Masse. Die Rheinische Masse ist ein altes, schon bald nach der variscischen Faltung erkennbares Hochgebiet, über das allerdings in späterer Zeit ausgedehntere oder kleinere Transgressionen mehrfach dahingegangen sind. Schon in der Zechsteinzeit ist der Ostrand der Rheinischen Masse in Hessen und ihr Nordrand in Rheinland und Westfalen in gewisser Übereinstimmung mit ihren heutigen Rändern erkennbar, und im oberen Teile des Mittleren Buntsandsteins glaubt O. Grupe[1]) »eine küstennahe Facies am Ostrande einer alten Rheinischen Masse erkannt zu haben«. In der Jurazeit erscheint die Rheinische Masse als »Ardenneninsel« Neumayrs[2]); Brandes[3]) glaubt, Andeutungen derselben im Lias der Egge gefunden zu haben, und besonders deutlich spricht sich die Nähe des alten Hochgebietes in den neuerdings von Burre (3), Lohmann[4]), Spulski[5]) und Verfasser[6]) geschilderten faciellen Verhältnissen des Weißen Jura am Osning und Wiehengebirge aus.

[1]) O. Grupe, Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. 4. Jahresber. d. Nieders. geol. Ver. S. 1 ff., spez. S. 33.

[2]) M. Neumayr, Die geographische Verbreitung der Juraformation. Zeitschrift K. Akad. Wien, 1885, p. 78 ff. — J. F. Pompeckj, Die zoogeographischen Beziehungen zwischen den Jurameeren Nordwest- u. Süddeutschlands. 1. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. f. 1908, S. 10.

[3]) Th. Brandes, Zur Frage der Ardenneninsel. 4. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1911, S. 147.

[4]) W. Lohmann, Die geologischen Verhältnisse des Wiehengebirges zwischen Barkhausen a. d. Hunte und Engter. 1. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1908, S. 39. — Die Stratigraphie und Tektonik des Wiehengebirges. 3. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1910, S. 41.

[5]) B. Spulski, Geologie der Gegend von Borgloh und Holte. 2. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1909, S. 1 ff., spez. S. 27.

[6]) H. Stille, Der geologische Bau der Ravensbergischen Lande. 3. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1910, S. 226 ff.

Die Rheinische Masse, ursprünglich eine in säkularen Bewegungen aufgewölbte Festlandsschwelle, ist heute weithin von Bruchlinien umsäumt und erscheint als »Horst« gegenüber ihrem östlichen und nördlichen Vorlande. Der östliche Abbruch erfolgt südlich und nördlich der Diemel in mehreren breiten Staffeln; erst östlich und nordöstlich der Staffeln setzt in den »gesunkenen« Bezirken die Faltung ein, und mehrere »Ketten« umgürten dort die Nordostecke des Hochgebietes (31, 32). Die westfälische Kreide überdeckt, ohne selbst gestört zu sein, entlang ihrem südöstlichen Rande den nördlichen Teil der Rheinischen Masse, deren östliche Randstaffeln und die südlichen Ketten des Egge-Osningbogens, und es wird erkennbar, daß die Randbrüche der Rheinischen Masse und die sie umgürtenden Faltenzüge vorcretacischen Alters sind (31).

Der Versuch von Th. Lorenz (13), die diskordant über gefalteten und verworfenen älteren Schichten liegende Kreide des Eggegebirges als Schubdecke zu deuten und damit die vorcretacische Gebirgsbildung auszuschalten, mißlang gänzlich (33, S. 270—272; 19, S. 380).

Die Abtragungsprodukte der alten Eggeketten wurden nach Norden verfrachtet und finden sich heute in Resten im Serpulitkonglomerate des Osning (28, 29), der in jüngerer Zeit als Randkette des Egge-Osning-Bogens den alten Eggeketten in deren bis dahin nicht oder kaum gefalteten Vorlande angegliedert wurde (31, 32).

An der Egge verschwinden die alten Eggeketten und die in ihnen aufsetzenden Verwerfungen (27, 29, 31) nach Westen unter der westfälischen Kreide, deren flache und fast ungestörte Lagerung an der südlichen und mittleren Egge anzeigt, daß wenigstens hier nennenswerte posthume Erneuerungen der Gebirgsbildung nach der kimmerischen Faltung nicht mehr eingetreten sind, sondern die heute erkennbaren bedeutsamen tektonischen Effekte in der Hauptsache schon durch die kimmerische Faltung erzielt worden waren (31).

Demgegenüber war weiter nördlich (Osning) im Vorlande der alten Ketten die präcretacische Heraushebung des Untergrundes nur eine unbedeutende, wie sich aus den nur geringen Denudationslücken im Liegenden der Kreide bzw. des Serpulits ergibt (32).

Die Fortsetzung der präcretacischen Eggeketten ist unter der Kreide Westfalens zu erwarten, und zwar südlich vom Osning und nördlich einer in der Fortsetzung des an der Egge nachweisbaren »Borlinghäuser Abbruches« (29, 31) liegenden Verwerfungszone, auf die aus Tiefbohrungen und Tagesaufschlüssen im südöstlichen Teile der westfälischen Kreidemulde und am Osning zu schließen ist (29). Von neuem erkennbar wird die vorcretacische Faltung am Westrande der westfälischen Kreidemulde im holländisch-westfälischen Grenzgebiete, wo Bärtling (2) die Lagerung der Kreide über präcretacisch aufgerichteten und gestörten Schichten der Trias und des Lias feststellte. van Waterschoot van der Gracht (40) weist auf die Fortsetzung der

Egge-Osning-Ketten durch Holland (Winterswijk usw.) zu den Cleveland-Hills in Südengland hin und vermutet in diesem Sinne entlang der »Cleveland-Teutoburgerwald-Linie« ein einheitliches System von Ketten, das in Westfalen und Holland dem Nordrande der Rheinischen Masse, in England dem Nordrande des Massivs von Norfolk und Yorkshire vorgelagert ist; er findet auch in Holland und England Andeutungen des am Egge-Osning-Bogen in Westfalen festgestellten Wanderns der Faltung (32) insofern, als die südlichen Ketten jeweils mesozoischen Alters, die nördlichen jünger sind.

Am Niederrhein rechnen auch Wunstorf und Fliegel (42) mit einer jungjurassischen Gebirgsbildung, wenn auch die Bedeutung derselben wegen der Lückenhaftigkeit der Schichtfolgen und wegen des Fehlens Unterer Kreide nicht genauer bestimmbar ist[1]).

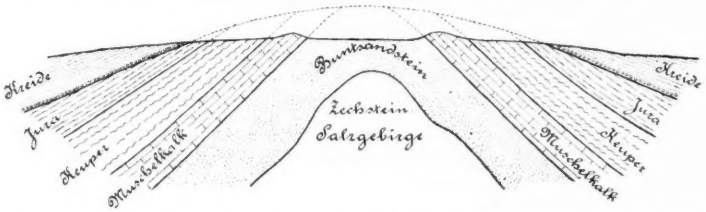
Hannoversches und subhercynisches Bergland. Auf präcretacische tektonische Vorgänge in der Gronauer Kreidemulde und der Hilsmulde haben v. Koenen (10) und O. Grupe (7) hingewiesen, während E. Scholz (20) jungjurassische Verwerfungen am Süntel bei Hameln erkannt zu haben glaubt. Sodann sind am Südostende des Deisters in der jüngeren Weißjurazeit Aufwölbungen älterer Weißjuraschichten (30) erfolgt.

Nordwestlich von Hannover transgrediert am Stemmer Berge die Wealdenformation über Braunem Jura, der hier den Kern eines hercynisch gerichteten, nach Südost einsinkenden, nach Nordwest sich heraushebenden Sattels bildet. Wiederholungen der Gebirgsbildung kommen am Stemmer Berge z. B. in der Aufrichtung der Wealdenschichten zum Ausdruck, immerhin stand schon im Kerne des kimmerischen Sattels dieselbe Formation (Brauner Jura), die auch nach den posthumen Erneuerungen der Faltung den Kern des Sattels noch bildet (40, S. 263).

Am Benther Sattel südwestlich von Hannover, am Wehmingen-Lehrter Sattel östlich von Hannover, am Asse-Sattel südlich von Braunschweig (10) u. a. a. O. tritt Kreide auf den Flügeln der Sättel in Überdeckung jurassischer Schichten verschiedenen Alters, gelegentlich auch von Keuper, auf, und erweisbar ist damit zunächst nur, daß auf den Flügeln der Sättel die Schichten bis zu bestimmten Horizonten des Dogger, Lias oder Keuper durch eine hier nicht sehr bedeutende vorcretacische Heraushebung der Denudation zugänglich gemacht worden sind. Sehen wir ab von allen speziellen Komplikationen, so erhalten wir das in umstehender Figur dargestellte Schema des Aufbaues der-

[1]) Wunstorf und Fliegel (41, 42) wenden sich dagegen, daß ich (33, S. 280) das Gebiet der Niederrheinischen Bucht zur vorcretacischen »Rheinischen Masse« gezogen hätte, indem ich deren Nordrand in die Linie Wesel—Helmond (Holland) verlegte. Ich habe aber nachdrücklich die Möglichkeit offen gelassen, daß gerade die Niederrheinische Bucht in ihren Anfängen bereits vorcretacischen Alters, d. h. eben nicht ein Teil der vorcretacischen »Rheinischen Masse« war.

artiger Sättel. Gewiß beweist die Überdeckung jurassischer Schichten durch Kreide, wenigstens für diejenigen Stellen, wo diese Überdeckung beobachtet wurde, keine sonderlich beträchtliche vorcretacische Heraushebung des Untergrundes, aber auf den Flügeln dieser Sättel ist auch heute noch die Heraushebung des Untergrundes relativ gering.



Schematische Darstellung der vorcretacischen und jüngeren Faltung eines nordwestdeutschen Sattels vom Typus der Asse.

Wird die Unterkante der Kreide wieder horizontal gestellt und damit die jüngere Faltung ausgeglichen, so erhalten wir das Bild des vorcretacischen Sattels nach erfolgter Einebnung durch das Kreidemeer.

Auf den Flügeln des Sattels transgrediert die Kreide zwar über Juraschichten, aber im Sattelkern, wo sie nach posthumer Aufwölbung beseitigt worden ist, hat sie weit ältere Schichten überdeckt. Das beweisen die Gerölle älterer Schichten in dem Basalkonglomerate der Kreide, die nur dem Bezirke eines Sattelkernes entstammen können.

Indem wir nun (vgl. obenstehende Figur) die Kreide der Sattelflügel durch einen »Luftsattel« verbinden und bis zu diesem die Grenze der vorcretacischen Schichten verlängern, gewinnen wir ein Bild des Sattels aus der Zeit, ehe die Denudation den Sattelkern eingeebnet hatte. Daß aber unsere Konstruktion im Prinzip zutreffend ist, d. h. daß der Zerstörung durch das Kreidemeer, das auf den Sattelflügeln zwar über relativ jungen Schichten transgredierte, im Sattelkern weit ältere Schichten zugänglich waren, beweisen für die Asse die von Hoehne (10) erwähnten Muschelkalkgerölle im Neocom des nördlichen Flügels der Asse. Die Muschelkalkformation lag also bei Ablagerung des Neocoms zutage und schon bis zur Heraushebung dieser war die Faltung gediehen, während zwar auf den Flügeln die Sedimentation der Kreide vorherrschend über Juraschichten erfolgte. Heute steht weithin Buntsandstein im Kerne des Assesattels, und daß mit der vorcretacischen Faltung schon Muschelkalk in das Niveau der benachbarten Juraschichten gelangt war, zeigt uns, daß der Hauptteil des heutigen Effektes der Assefaltung schon am Ende der Jurazeit erreicht war[1]).

[1]) Eine gewisse Möglichkeit besteht schließlich, daß die erwähnten Muschelkalkgerölle nicht dem Kerne des Assesattels, sondern dem Kerne des weiter nördlich liegenden Elmsattels entstammen. Selbstverständlich würde das prinzipiell an der Bewertung der Gerölle für die Frage der Intensität der kimmerischen Faltung jener Bezirke nichts ändern, sondern es würde der für die Asse geführte Beweis für den benachbarten Elmsattel Gültigkeit haben.

Die Verhältnisse am Assesattel warnen nachdrücklich davor, aus der Unterlagerung der Kreide durch jurassische Schichten auf den Flügeln eines Sattels auf eine unbedeutende kimmerische Heraushebung des ganzen Sattels zu schließen.

Im Salzgitterschen Höhenzuge liegen weithin die Verhältnisse insofern ähnlich, wie an den erwähnten Sätteln, als Kreide auf den Flügeln verschiedene Schichten der Juraformation oder des Keupers überdeckt. Stellenweise erscheinen unter der Kreide aber auch ältere Schichten, und z. B. auf der Grube »Fortuna« wechselt das Liegende durch alle Schichten hindurch vom Buntsandstein bis zum Unteren Dogger[1]); hier ist ohne weiteres das erhebliche Ausmaß kimmerischer tektonischer Vorgänge ersichtlich. Rollstücke von Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Lias und Dogger im Neocom (Denckmann, l. c. S. 28; Schröder, 23, S. 104) geben einen weiteren Beweis dafür, daß die verschiedensten mesozoischen Schichten schon bei Ablagerung des Neocoms der Denudation zugänglich geworden waren. Das alles sind wichtige Beweise dafür, daß auch am Salzgitterschen Höhenzuge der Hauptteil der Faltung vor Ablagerung der Kreide erzielt worden ist, und demgegenüber ist die weithin auf den Flügeln des Salzgitterer Sattels zu beobachtende Unterlagerung der Kreide durch jüngere Schichten, z. B. durch Lias, bedeutungslos. Mit großem Interesse ist dem demnächstigen Erscheinen des von H. Schröder aufgenommenen Blattes Salzgitter der geologischen Spezialkarte von Preußen entgegenzusehen, das gewiß sehr wertvolle Beiträge zur Frage der kimmerischen Gebirgsbildung bringen wird. Schon vor einigen Jahren hat H. Schröder im Harzvorlande auf vorcretacische tektonische Bewegungen hingewiesen, denen die Abrasion der Schichtenköpfe von Jura und Trias folgte (23, S. 161). H. Schröder schreibt zwar, daß »im Anschluß an die Aussüßung des Jurameeres und die Festlandsbildung des Wealdens« die tektonischen Bewegungen stattfanden. Aber am Harze fehlen Serpulit und Wealden, und deshalb ist dort der in Westfalen u. a. a. O. zu erbringende Nachweis, daß die vorcretacischen tektonischen Bewegungen nicht im Anschluß an die Ablagerung des Wealden, sondern schon vor dem Wealden eingetreten sind, nicht zu führen.

Am Westflügel des in die Innerstemulde (nordwestliches Harzvorland) vorspringenden Triassattels von Lutter a. Bbge. liegt nach A. Bode[2]) die Untere Kreide transgredierend über Wellenkalk. Die präcretacische Heraushebung war hier schon auf den Flügeln des Sattels so erheblich, daß durch sie die weiter östlich und westlich noch

[1]) Denckmann, Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Dörnten nördlich Goslar. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen, Bd. VIII, Heft 2, Berlin 1887.

[2]) Bode, Die Höhenzüge zwischen Lutter a. Bbge. und Lichtenberg in Braunschweig. Inaug.-Diss. Göttingen 1901, S. 21.

vorhandenen Keuper- und Juraschichten der Denudation zugeführt worden sind.

Am Quedlinburger Sattel hat STREMME (38) aus der Unterlagerung des Neocoms durch Mittleren Keuper und Mittleren Lias auf eine vorneocome Gebirgsbildung geschlossen.

Entlang dem Nordrande der Weserkette und des Wiehengebirges liegen Weißer Jura, Wealden und Neocom lückenlos und konkordant übereinander, und hier kann natürlich von vorcretacischen Gebirgsbildungen nicht gesprochen werden; aber hier haben auch die jüngeren Phasen der saxonischen Faltung nur recht geringe Wirkungen gehabt.

Hannoversches Tiefland. Im Hannoverschen Tieflande ist zwar weithin Untere Kreide vorhanden, doch wissen wir über ihr Liegendes selten etwas, und wo in der Nähe der tektonischen Hebungslinie des Bodens ältere Schichten unter ihr erbohrt sind, ist die Möglichkeit gegeben, daß Verwerfungen zwischen der Kreide und den liegenden Schichten aufsetzen. Bei Helgoland (37, S. 264) ist auf eine vorcretacische Heraushebung und nachfolgende teilweise Zerstörung älterer Schichten aus der Unterlagerung der Unteren Kreide durch Keuper zu schließen. Dahingestellt muß wieder bleiben, welche Schichten in der heute von Buntsandstein gebildeten Kernzone des Helgoländer Aufbruches einst die Unterlage der Kreide gebildet und welches Ausmaß hier die vorcretacischen tektonischen Bewegungen gehabt haben.

b) Nachweis kimmerischer Gebirgsbildungen im Liegenden des Cenomans.

Zwar ist der Ablagerung des Cenomans eine kurze negative Meeresphase vorangegangen, bei der wenigstens stellenweise Sedimente des Gaults zerstört worden sind[1]); aber nur geringmächtig sind nach allem Ermessen die beseitigten Schichtfolgen gewesen, und hätte ein orogenetischer Vorgang, wie immerhin möglich, sie der Denudation zugänglich gemacht, so kann er doch nur von sehr geringer Intensität gewesen sein. Jedenfalls ist man auf Grund aller heutigen Erfahrungen berechtigt, erheblichere Lagerungsstörungen mesozoischer Schichten im Liegenden des Cenomans auf die vorcretacische Gebirgsbildung zurückzuführen. In diesem Sinne verlegte auch PHILIPPI (19, S. 382) die Entstehung der »vorcenomanen« Störungen der mesozoischen Schich-

[1]) Eine Beseitigung von Gaultschichten am Anfange der Cenomanzeit ist z. B. bei Lüneburg eingetreten, wo abgerollte Exemplare des Belemnites minimus (ob. Albien) im Basalkonglomerate der Tourtia liegen (vgl. u. a. C. GAGEL, Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, 1. Teil, S. 165 ff. Die Literatur über den vielumstrittenen Gault von Lüneburg ist zusammengestellt in 37, S. 231, Anmerkung), und ferner im westlichen Teile der westfälischen Kreidemulde, wie P KRUSCH (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. f. 1909, Bd. 61, S. 255), teilweise gestützt auf Angaben BÄRTLINGS (2), hervorhebt. Auch der Transgression des Cenomans über älterem Albien und Neocomsandstein an der südlichen Egge (26, 29) dürfte eine geringe Denudation von Schichten der Unteren Kreide vorausgegangen sein.

ten des Ohmgebirges südlich vom Harze in die Zeit der kimmerischen Faltung, und für die »vorcenomanen«, in das System der Randbrüche der Rheinischen Masse gehörigen Störungen zwischen Egge und Diemel ist das jungjurassische Alter schon in Hinblick auf die Brüche des gleichen Systems, die etwas weiter nordöstlich unter der dort sich einstellenden Unteren Kreide verschwinden, anzunehmen.

Bei Lüneburg liegt das Cenoman über bunten Keuperletten, bei Heide im südlichen Holstein über roten Letten und Mergeln, die — anscheinend mit Recht — der Zechsteinformation zugerechnet werden[1]), und in beiden Fällen haben die rotgefärbten Schichten ein gut Teil des Materials für die transgredierende Kreide geliefert. In bezug auf Lüneburg hat schon G. Müller (17) gemeint, »daß eine Schichtenstörung vor Ablagerung der Oberen Kreide und nach der Sedimentierung des Gipskeupers erfolgt sein muß«, und es liegt nun nahe, diese, wie auch die »vorcenomanen« Aufwölbungen bei Heide, der kimmerischen Phase der saxonischen Gebirgsbildung zuzuweisen (37, S. 264—265). Besteht die Einreihung der roten Mergel von Heide in die Zechsteinformation zu Recht, so tritt uns hier sogar eine kimmerische Heraushebung des Untergrundes von ganz ungewöhnlicher Intensität entgegen, und was die Intensität der kimmerischen Gebirgsbildung am Lüneburger Zechstein-Trias-Pfeiler anlangt, so ist nur zu sagen, daß sie abseits vom Kerne des Aufpressungspfeilers zur Heraushebung des Keupers geführt hat, während sie im Zentrum desselben, wo heute Zechstein zutage tritt, infolge Fehlens der Kreide nicht mehr feststellbar ist.

In und an der Böhmischen Masse und in den Sudeten fehlt bekanntlich die Untere Kreide, und damit ist hier eine exakte Bestimmung des vorcretacischen Alters von Falten und Verwerfungen nicht möglich, vielmehr kann man auch hier zunächst nur von vorcenomanen tektonischen Vorgängen sprechen. Solche sind in neuerer Zeit von Pompeckj (20) und Hermann (9) in Bestätigung älterer Angaben Gümbels[2]) südwestlich der Böhmischen Masse, von Flegel (4), Frech (5) und Scupin (25) in den Sudeten, von Petrascheck (18) in Nordböhmen beobachtet worden, und dabei sprechen Frech, Hermann, Petrascheck und Scupin unter Hinweis auf die Erfahrungen in Nordwestdeutschland die »vorcenomanen« Dislokationen mit größerer oder geringerer Reserve als »vorcretacische« an.

Eine nach Süden fortschreitende Senkung des preußischen Anteiles am Baltisch-russischen Schilde ist nach Tornquist (39) nach Ablagerung des Kimmeridge und vor Ablagerung des Cenomans eingetreten, »dürfte also mit der kimmerischen Phase der saxonischen Faltung gleichaltrig sein«.

[1]) C. Gagel, Über das Vorkommen von Schichten mit Inoceramus labiatus und Belemnites ultimus, sowie des ältesten Tertiärs im Dithmarschen. Zentralbl. f. Mineralogie usw. 1906, S. 276.

[2]) Frankenjura 1891, S. 426.

4. Bedeutung der kimmerischen Gebirgsbildung für die Tektonik der deutschen Mittelgebirge.

a) Die kimmerische Gebirgsbildung als Hauptphase der saxonischen Faltung.

Wir suchen uns das Bild zu rekonstruieren, das der deutsche Boden vor seiner Bedeckung durch die postkimmerische Serie bot, und so weit wir diesen Dingen unmittelbar nachkommen können, ist zu sagen:

Wo heute größere Hebungsgebiete durch das Zutagetreten älterer Schichten angezeigt werden, waren sie als solche schon vor Ablagerung der Kreide vorhanden, wenn auch das Ausmaß der Hebung noch nicht das heutige gewesen ist. Die »Ketten« entlang den Achsen waren da, die heutigen Senken bestanden als solche. Bald rheinische, bald hercynische Richtung, bald Mittelrichtung zwischen der rheinischen und hercynischen nahmen schon damals die Sättel und Mulden, und auch in vielen Einzelheiten, wie z. B. der Verflachung einzelner Sättel in ihrem Fortstreichen, war schon die Übereinstimmung zwischen dem heutigen Bilde und der kimmerischen Anlage des Bildes gegeben. Aber es bestand nicht allein der Grundplan des ganzen Bewegungsbildes der nachfolgenden Zeiten, sondern weithin waren die tektonischen Effekte schon sehr erhebliche. In einzelnen Fällen waren die heutigen Effekte fast erreicht, wie sich z. B. am südlichen Teutoburger Walde zeigt; in anderen Fällen war der vorcretacische Effekt jedenfalls schon so bedeutend, daß die Effekte der späteren Faltungen hinter ihm zurückgeblieben sind, wie wir an der Asse, am Salzgitterer Sattel, am Westflügel des Sattels von Lutter a. Bbge. feststellen konnten. In solchen Fällen, wo Kreide nur auf den Flanken der Sättel über relativ jungen Schichten auftritt, und Gerölle der Kernschichten des Sattels in ihr nicht gefunden sind, muß die Frage nach dem Ausmaße der kimmerischen tektonischen Bewegungen zwar in der Schwebe bleiben, doch warnen gerade die Verhältnisse an der Asse und am Salzgitterer Höhenzuge davor, die kimmerische Faltung zu gering zu bewerten. Nur einmal ist der Fall mit Sicherheit erkennbar, daß starke postkimmerische Faltung dort eingetreten ist, wo keine oder nur eine geringe kimmerische Faltung vorlag, und dieser Fall betrifft den Osningsattel. Doch auch der Osningsattel ist ein zu alten Ketten posthumes Gebilde, nur hat sich hier die Erneuerung der Faltung in einer ganz besonderen Form, nämlich im »Wandern« der Faltung (32), gezeigt. Man muß den Egge-Osning-Bogen als Ganzes betrachten, und dann wird ersichtlich, daß die posthume Angliederung der jungen Randkette des Osning im Vergleich zu der Entstehung der südlicheren kimmerischen Ketten ein in seiner Bedeutung zurücktretendes Ereignis ist, mag es im heutigen Bilde Westfalens infolge der weitgehenden Verhüllung der alten Ketten unter der cretacischen Transgression auch in weit höherem Maße, als die alte Faltung, zum Ausdruck kommen.

Überall da, wo sichere Grundlagen für die Entscheidung gegeben sind, erweist sich die kimmerische Gebirgsbildung als die Hauptphase der saxonischen Faltung der deutschen Mittelgebirge, und ist auch in manchen Fällen der Beweis dessen nicht zu führen, so ist ebensowenig der Gegenbeweis vorhanden. Man darf sich den kritischen Blick dadurch nicht trüben lassen, daß jüngere Faltungen in kimmerisch angelegten Sätteln die Kreide der Flügel unter Umständen steil aufgerichtet haben. Gewiß sind auch das erhebliche Wirkungen der gebirgsbildenden Kräfte, und dazu sind sie so augenfällig, daß sie das Urteil leicht befangen machen; aber schließlich ist die nachträgliche steile Aufrichtung dieser cretacischen Schichten doch nicht vergleichbar dem tektonischen Vorgange, der ältere triadische oder gar dyadische Schichten am Eggegebirge, am Salzgitterschen Höhenzuge oder an der Asse unter der mächtigen Überdeckung jüngerer Schichten hervor um tausend Meter und mehr aufwärts bewegte.

b) Kimmerische und intracretacische Faltung.

In starke Konkurrenz mit der kimmerischen Faltung hinsichtlich ihrer Bedeutung für die Tektonik Mittel- und Nordwestdeutschlands tritt die intracretacische Faltung, die sich im wesentlichen nach Ablagerung des Turons und vor dem Oberen Emscher ereignete.

Nach bisherigem Stande unseres Wissens ist damals zum ersten Male entlang den »Salzlinien« hier und da das Salzgebirge der Zechsteinformation unter tektonischem Drucke bis zur Tagesoberfläche aufgestiegen, wie an der unteren Oker, an der unteren Aller, bei Bremen usw. (genauere Literaturangaben in 37) nachweisbar ist. Sehr leicht kann aber unser bisheriges Wissen bei einer recht sorgfältigen Verfolgung der Deckgebirgsschichten des Salzes in neuen Schächten und Bohrungen eine Erweiterung in dem Sinne erfahren, daß lokal ein Salzpfeiler oder Salzstreifen auch einmal unter einer transgredierenden Decke von Unterer Kreide festgestellt wird. Und selbst wenn das nicht eintreten sollte, so bleibt doch zu bedenken, daß die Überlagerung des Salzkernes eines norddeutschen Sattels durch Obere Kreide noch lange nicht beweist, daß in ihm nicht auch schon Untere Kreide über Salz transgredierte, denn in letzterem Falle wäre die Wiederbeseitigung der Unteren Kreide nach abermaliger (posthumer) Hochbewegung des Salzkernes, d. h. vor oder mit der senonen Transgression, der von vornherein wahrscheinlichste Gang der Dinge gewesen. Namentlich bleibt aber zu bedenken, daß ein unter der senonen Transgression festgestellter Faltungsbetrag keineswegs ausschließlich in der vorsenonen Faltungsphase erzielt zu sein braucht, sondern sehr wohl zum Teil oder gar in der Hauptsache älteren Datums sein kann.

Ähnlich verhält sich die Sache vielleicht mit der Heraushebung des Harzes. Während bis zum Turon einschließlich die Sedimente

des Harzvorlandes frei von Geröllen paläozoischer Gesteine sind oder solche Gerölle nur ganz vereinzelt und in derartig kleinen Stücken führen, daß sie auch von anderen Orten, z. B. der Rheinischen Masse (32, S. 43), zugeführt sein könnten, erscheinen in den Konglomeraten des Untersenons, teilweise auch schon des Emschers, typische und zum Teil nur wenig abgerollte Gesteine des Harzes, wodurch bewiesen wird, daß bei Entstehung dieser Konglomerate das paläozoische Gebirge des Harzes der Denudation zugänglich war (23, 24 und ältere Arbeiten von Jasche und G. Brandes). Aber auch dieser sehr bemerkenswerte Abschnitt in der Geschichte des Harzes ist erzielt in der Steigerung älterer Vorgänge, und es muß dahingestellt bleiben, wieviel von der gesamten Hochbewegung des Palaeozoicums von diesen, wieviel durch die intracretacische Faltung bewirkt ist. Dabei ist keineswegs nur an etwaige »orogenetische« Vorgänge der jüngsten Jurazeit, sondern auch an »epirogenetische« Ausgestaltungen des Untergrundes zu denken, denn es ist nicht zu bezweifeln, daß der Harz ein »Rahmen« gegenüber dem subhercynischen Becken nicht erst mit den Faltungsvorgängen geworden ist, sondern daß schon vorher — wenn auch noch nicht zur Triaszeit — eine Schwelle des Bodens etwa da vorhanden war, wo heute der Harz sich findet.

Der großen Bedeutung der intracretacischen Faltung für die Entstehung der den nördlichen Harzrand begleitenden Aufrichtungszone kann sich niemand verschließen, der die bedeutsamen Arbeiten H. Schröders (23, 24) liest. Die Entstehung dieser Aufrichtungszone, d. h. die steile Umbiegung der Schichten am Nordflügel des großen Gewölbes, dessen Kern vom Harz gebildet wird, ist nun die Begleiterscheinung eines größeren tektonischen Vorganges, nämlich der Vertikalverschiebung zwischen »sinkendem« Flügel und »gehobenem« Gewölbekern und der dadurch veranlaßten Überschiebung des gesunkenen Flügels, und dieses Verschiebungsverhältnis, nicht eine Begleiterscheinung desselben, müßte den Maßstab geben, wollte man die Bedeutung der vor- und intracretacischen Faltung gegeneinander abwägen. Einen Anhalt dafür, welchen Grad die Heraushebung des Untergrundes entlang der heutigen Aufrichtungszone schon vor Ablagerung des Neocoms erreicht hatte, d. h. welchen Alters die Schichten waren, über welche die postkimmerische Transgression dahinging, fehlt uns, denn Untere Kreide ist nur lokal, nämlich nur westlich von Harzburg und hier nur auf dem äußeren Flügel der Aufrichtungszone, vorhanden; es beweist aber die Unterlagerung des Neocoms durch Kimmeridge am Nordhange des Langenberges bei Oker eben so wenig, wie etwa die Unterlagerung des Neocoms auf den Flügeln des Assesattels durch jurassische Schichten, daß nicht etwas näher dem Sattelkerne sehr viel ältere Schichten des Mesozoicums das Liegende des Neocoms infolge kimmerischer Heraushebung gebildet haben könnten.

H. Schröder (24, S. 36 ff und Taf. 8) führt uns in Wort und Bild

das schöne Profil vom Teufelsbache bei Kloster Michaelstein vor, in welchem der Emscher den aufgerichteten Muschelkalk überlagert. Wer aber könnte behaupten, daß dort nicht auch schon die heute zwar fehlende ältere Kreide Schichten der Trias von einem gewissen und vielleicht nicht unerheblichen Aufrichtungsgrade überdeckt hätte!

Es mag gesucht erscheinen, die ohne allen Zweifel erhebliche Bedeutung der intracretacischen Faltung entlang dem Nordrande des Harzes zugunsten der kimmerischen Faltung verkleinern zu wollen, wo für die Beurteilung der kimmerischen Faltung hier kaum ein Anhalt vorhanden ist; aber gerade weil letzteres der Fall ist, möchte man nicht der intracretacischen Faltung die überwiegende Bedeutung für die Heraushebung des Harzes zusprechen und damit eine Abweichung von den sonstigen Erfahrungen annehmen, solange nicht die Beweise dafür absolut einwandfrei sind. Dazu zeigt sich die kimmerische Gebirgsbildung als die Hauptphase der saxonischen Faltung gerade in benachbarten tektonischen Gebilden (Salzgitterer Höhenzug, Asse), deren Entstehung von der Heraushebung der älteren mesozoischen Schichten entlang dem nördlichen Harzrande schwer zu trennen ist; bilden doch die Ausläufer der »Aufrichtungszone« westlich von Goslar und der südwestliche Flügel des Salzgitterer Sattels auf kurze Erstreckung geradezu Flügel und Gegenflügel derselben Mulde. Unter Hinweis auf die Untersuchungen H. Schröders hat zwar E. Hoehne (10) auch an der Asse die intracretacische Faltung als »Haupt«faltung, die präneocome als »Vor«faltung bezeichnet; aber keineswegs kann zugegeben werden, daß eine Faltung, die Muschelkalk bis zutage und über das Niveau der benachbarten jurassischen Schichten hinaushebt, eine »Vor«faltung gegenüber einer »Haupt«faltung ist, die den Faltungseffekt der »Vor«faltung nur bis zur Heraushebung des Buntsandsteins steigert (37, S. 262 Anm.).

c) Gebirgsbildungen im Liegenden tertiärer Schichten.

Das genauere Alter derjenigen Dislokationen, die in triadischen Schichten im Liegenden von Tertiärbildungen außerhalb des Verbreitungsgebietes der Kreide aufsetzen, ist natürlich nicht bestimmbar, aber auf Grund der in Nordwestdeutschland in den letzten Jahren gemachten Erfahrungen muß man sich hüten, z. B. eine »voroligocäne« Gebirgsbildung ohne weiteres mit einer alttertiären identifizieren zu wollen, da sie auch intracretacisch oder vorcretacisch oder das Ergebnis aller drei tektonischen Phasen sein kann. Die Bruchsysteme Niederhessens, für die in Niederhessen selbst zwar nur ein »voroligocänes« Alter feststellbar ist, stehen im Zusammenhange mit den Dislokationssystemen, die wir an der Egge unter der Kreide verschwinden sehen, und wenn der sichere Beweis für das vorcretacische Alter der großen Bruchzone auch nur an der Egge zu führen ist und schließlich auch, wie andere Fälle lehren, anscheinend einheitliche Bruchsysteme

in ihren verschiedenen und miteinander vergitterten Teilen wechselnden Alters sein können, so spricht doch eine große Wahrscheinlichkeit dafür, daß das niederhessisch-westfälische Bruchsystem nicht nur an der Egge, sondern auch weiter südlich und südöstlich zu einem sehr erheblichen Teile schon vor Ablagerung der Kreide entstanden war. In diesem Sinne hält es auch O. Grupe für naheliegend, dem Naumburger und Kasseler Graben und überhaupt dem Dislokationssysteme der Niederhessischen Senke ein jungjurassisches Alter zuzuschreiben (7, S. 276).

Der Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges ist von Brüchen begleitet, die Tertiär verwerfen, und wollte man z. B. westlich der Hessischen Senke die Entscheidung treffen, so würde man das Rheinische Schiefergebirge, wie noch vor nicht allzu langer Zeit allgemein üblich war, als jungtertiären »Horst« bezeichnen. Aber in Westfalen sehen wir, daß sich die Kreide über das Schiefergebirge nebst dessen Randstaffeln und Randbrüchen und über das »gesunkene« Vorland flach hinweglegt, und damit charakterisiert sich das Rheinische Schiefergebirge als ein »Horst« vorcretacischen Alters, entlang dessen Ostrande allerdings in jüngerer Zeit nochmals Verwerfungen aufgerissen sind.

Die Möglichkeit oder gar Wahrscheinlichkeit, daß im Liegenden des Tertiärs nachgewiesene Brüche bereits vorcretacischen Alters sind, wurde in Anwendung auf spezielle Fälle von Mestwerdt (14), Mordziol (16), Kraiss (12), Robert (21) und ganz besonders von Philippi (19) und Grupe (7) erörtert.

Der Beweis, daß die kimmerische Gebirgsbildung die Hauptphase in der saxonischen Faltung der deutschen Mittelgebirge ist, kann natürlich nur dort geführt werden und wohl heute schon als geführt gelten, wo vorsenone Kreideschichten vorhanden sind. In allen übrigen Bezirken ist aber wenigstens der Gegenbeweis dessen nicht zu erbringen, und die Zeiten sollten vorbei sein, daß von vornherein von vorherrschender oder gar ausschließlicher Gebirgsbildung der Tertiärzeit als von einer Selbstverständlichkeit gesprochen wird, wenn überhaupt die Möglichkeit fehlt, über etwaige vor- oder intracretacische Gebirgsbildungen ein Urteil zu gewinnen.

Die im mitteldeutschen Gebirgslande gewonnene Erfahrung, daß die kimmerische Gebirgsbildung die Hauptphase der saxonischen Faltung ist, gilt nicht mehr für das nordwestdeutsche Tiefland, z. B. für den Untergrund Nordhannovers, vielmehr hat hier die jungtertiäre Gebirgsbildung solche Bedeutung gehabt, daß sich ihre Wirkungen denjenigen älterer tektonischer Phasen, speziell auch der kimmerischen, soweit sich die Verhältnisse bisher übersehen lassen, sehr wohl an die Seite stellen können. Der Gegensatz in der Bedeutung der jungtertiären Gebirgsbildung für die Mittelgebirge und für Nordhannover erklärt sich auf Grund der allgemeineren Erfahrung, daß die Stärke der Gebirgsbildung in gewisser Beziehung zur Mächtigkeit des vorher abgesetzten Sediments steht: In weit höherem Maße als die südlichen Be-

zirke war nämlich Nordhannover nach der Jura- und Kreidezeit im Zustande des Sinkens verblieben und mit entsprechend mächtigen Sedimenten überdeckt worden, und während in den nachfolgenden tektonischen Phasen die Gesteine des Südens nur noch relativ wenig gefaltet und verworfen wurde, ereigneten sich im Norden gewaltige Schichtenverschiebungen (37, S. 282, 283).

Die Entstehung der Schwarzwälder Gneise.

Von **O. H. Erdmannsdörffer.**

1. H. Credner, Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Zentralblatt f. Min. 1907, 513—525.
2. O. H. Erdmannsdörffer, Geologische und petrographische Untersuchungen im Wehratal. Mitt. Großh. Bad. geol. L. A. IV. 2. 1901, 147—195.
3. Gaebert, Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkung. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 59. 1907, 308—376.
4. J. Königsberger, Über Gneisbildung und Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa. Geol. Rundschau, III. 297—309.
5. — Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 64. 1912, 501—529.
6. — Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer. Compt. rend. XI. Congr. géol. internat. Stockholm 1910. II. 639—671.
7. R. Lepsius, Geologie von Deutschland. II. Teil. Liefg. I.
8. P. Niggli, Das kristalline Grundgebirge bei Laufenberg. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 2. 1912, 35—38.
9. H. Philipp, Vorläufige Mitteilungen über Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. Zentralblatt f. Min. 1907, 76—80.
10. — Studien aus dem Gebiete der Granite und umgewandelten Gabbro des mittleren Wiesentales. Mitt. d. Großh. Bad. geol. L. A. VI. 1. 1910, 327—409.
11. A. Sauer, Über das Vorkommen von Parallelstruktur an Massivgraniten des Schwarzwaldes. Sitzgsber. d. Oberrhein. geol. Ver. 1894.
12. — (und Bräuhäuser), Überblick über das obere, besonders das württembergische Kinziggebiet. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 1. 1911, 5—40.
13. — Geologische Beobachtungen im Aarmassiv. Sitzgsber. K. Akad. d. W. Berlin 34. 1900, 729—741.
14. — Das alte Grundgebirge Deutschlands. Compt. rend. 9. Sess. Congr. géol. internat. Wien 1903. II. 587—602.
15. K. Schnarrenberger, Tektonik des Elztales. Berichte d. Oberrhein. geol. Ver. 41. 1908, 56—61.
16. H. Schwenkel, Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. Tscherm. min. u. petr. Mitt. 1912, 1—174.
17. O. Wilckens, Das kristalline Grundgebirge des Schwarzwaldes. »Der Steinbruch«. III. 1908.
18. — Über die Schwierigkeiten, die sich der Konstruktion von Deckfalten in den Profilen des Schwarzwälder Gneisgebirges entgegenstellen. Ber. üb. d. Vers. d. Niederrhein. geol. Ver. 1908. Anhang zu den Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. 1908. Abt. D. S. 13—15.

An verschiedenen Stellen der Erde haben die neueren Untersuchungen im Gebiete der kristallinen Schiefer zu zwei wesentlich verschiedenen Gruppen geführt; einer solchen, deren jetziger Habitus die Folge einer Metamorphose präexistierenden Gesteinsmaterials ist, die eigentlichen »kristallinen Schiefer« im Sinne der GRUBENMANNschen Systematik; und einer zweiten, deren äußerlich jenen oft ähnliche Eigenschaften als primär, wenn auch unter abweichenden Bedingungen gebildet, gedeutet werden. »In GRUBENMANNS System der kristallinen Schiefer können solche Gneise aber keine Unterkunft mehr finden« (16, S. 157).

Das für die Entwicklung der Lehre von den kristallinen Schiefern klassische Land, Sachsen, besitzt im Granulitgebiet und im Erzgebirge solche Gneiskomplexe, und auch der Schwarzwald, der ehedem als schlechthin »dynamometamorph« gegolten, rückt in diese Reihe ein.

SAUER vertritt schon seit längerer Zeit die Auffassung von der ursprünglichen, nicht sekundär-metamorphen Bildungsweise der Schwarzwälder Eruptiv(=Schapbach)gneise. Die ausgezeichnete Paralleltextur, die manche der Stockgranite und -syenite des Schwarzwaldes, besonders in ihren randlichen Teilen besitzen, und für die der Durbachit und gewisse Granite des südlichen Schwarzwaldes (Wehratal [11]) ausgezeichnete Beispiele liefern, war für SAUER ein Schlüssel für die Erkenntnis, daß auch manche ähnlich gebaute Gneise als Eruptiva anzusehen seien; er faßt diese Paralleltextur als ein Fluidalphänomen auf (12, 13, 14), Protoklase und Kataklase haben daneben an ihrer Entstehung mitgewirkt (13).

Auf diese Weise entstehen Gesteine, die im Gegensatz zu den durch eine hornfelsartige Struktur gekennzeichneten Sediment(Rench-)gneisen, »eine mehr hypidiomorphkörnige Struktur« besitzen, »bei gleichzeitiger Entwicklung einer durch Glimmerlagen hervorgerufenen Parallelstreifigkeit, und einem i. a. mehr gleichartigen Habitus«, als wie ihn die sehr unruhigen, wechselvollen Sedimentgneise besitzen. Auch gehen sie direkt in granitische Abänderungen über.

Die Renchgneise sind dagegen entstanden unter Bedingungen, ähnlich denen der Kontaktmetamorphose, doch unter höherem Druck und äußerst langer und langsamer Umwandlung. »Metamorphe Gesteine dieser Art kombinieren Druck- und Kontaktmetamorphose« (14).

Was das geologische Alter der Gneise betrifft, so hält sie SAUER für sehr alt, archäisch (14).

Über die gegenseitigen Beziehungen der eruptiven Schapbachgneise und der sedimentären Renchgneise finden sich nähere Angaben in den von SAUER verfaßten Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte von Baden, von denen die zu den Blättern Gengenbach, Oberwolfach-Schenkenzell, Hornberg-Schiltach genannt seien. Charakteristisch für die Verbandsverhältnisse ist die verschwommene Abgrenzung beider Gneisarten, die eine scharfe Scheidung unmöglich macht. Auf eine

Besprechung der genetischen Natur dieses Kontaktes wird von Sauer hier noch nicht eingegangen.

Die Stockgranite und -syenite carbonischen Alters haben an manchen Stellen Injektionsadern und -trümer in den Gneis entsandt. So beschreibt sie Sauer besonders aus dem Erdlinsbach und vom Farrenkopf bei Hausach, vom Heubach, von Vorthal u. a. O., O. H. Erdmannsdörffer aus dem Wehratal: »Oft dringt das Eruptivgestein zwischen die Lagen des Gneises hinein, blättert sie auf oder umhüllt einzelne Schollen« . . . oder es geht »mit der Annäherung an die Gneisgrenze, gelegentlich auch um fremde Einschlüsse mitten im Syenit, seine regellos körnige Struktur in eine fluidale über, so daß Handstücke oft vom Gneis kaum zu unterscheiden sind.« Auf der geologischen Karte des mittleren Wehratales (2) ist eine besondere Gruppe der »fluidalen Syenite« ausgeschieden.

Im Jahre 1907 veröffentlichte H. Philipp, der auf Veranlassung von Sauer Studien im südlichen Schwarzwald angestellt hatte, eine vorläufige Mitteilung über das Gneisgebiet im Angenbachtal bei Mambach, bei dessen Deutung er zu der Annahme von Injektionsvorgängen in großem Maßstabe geführt wurde (9, 10).

Philipp beobachtete (nur makroskopisch), daß die Quarzfeldspatlagen der Gneise — die ihrem Habitus nach den Schapbachgneisen des nördlichen Schwarzwaldes entsprechen — »in inniger Beziehung stehen zu aplitischen Adern und feinsten Trümern vom gleichen Habitus, die die »Gneise« quer zur Parallelstruktur in unregelmäßigem, geradem oder gewundenem Laufe durchziehen, und zwar in der Art, daß die Quarzfeldspatlagen direkt in die Trümer übergehen«. So entstehen alle möglichen Übergänge zwischen schlierigen Graniten und »echten Schapbachgneisen«. Diese letzteren sind also keine »Gneise«, sondern »durch Injektion hervorgerufene Mischgesteine eines alten Sediments mit granitischem, speziell aplitisch saurem Material«. Lokal finden sich besonders widerstandsfähige, granulitähnliche Sedimentrelikte, die der Injektion entgangen sind. Das Verhältnis der Renchgneise zu diesen Vorgängen ist noch nicht geklärt. Die Injektion selbst, die pneumatolytischen Charakter hatte, hat vor der Intrusion der granitischen Stöcke stattgefunden, steht aber mit diesen in genetischem Zusammenhang: »Wir hätten hier also den selteneren, aber unzweifelhaften Fall, daß eine saure Abspaltung des Magmas der eigentlichen Granitintrusion vorausgeht«. Solche »Aplite« finden sich auch in größeren Massen vor und werden als schlierige Grenzfazies des Granits gedeutet.

Gegen diese weitgehende Anwendung der Injektionstheorie, insbesondere gegen ihre Anwendung zur Erklärung der Schapbachgneise wendet sich Sauer (12), der hier auch zum ersten Male seine Auffassung über die genetische Bedeutung der Schapbach- und Renchgneisgrenze näher zum Ausdruck bringt:

Die Schapbachgneise sind »primär parallelstruierte Eruptivmassen, die in großer Tiefe und unter hohem Drucke in die sich aufblätternden alten Sedimente (die jetzigen Sediment- oder Renchgneise) hineingepreßt wurden ... Aus diesem Vorgange würde sich auch der innige gegenseitige Verband beider Gneise erklären«; es liegt besonders in Anbetracht der bereits erwähnten Analogie mit parallelstruierten Graniten gar kein Anlaß vor, »zur Erklärung der Schapbachgneise mit hypothetischen Injektionen und hypothetischen Schiefern zu operieren«.

Diese Auffassung von SAUER ist neuerdings in einer umfangreichen Arbeit eines seiner Schüler, H. SCHWENKEL (16), weiter ausgeführt und im einzelnen begründet, sowie gegen die Injektionshypothese PHILIPPS verteidigt worden.

Was die Rench(Sediment-)gneise und Schapbach(Eruptiv-)gneise als Gruppen trennt und unterscheidet, ist durch die geologische Landesaufnahme bekannt genug geworden: bei den Sedimentgneisen u. a. der lentikulär flaserige Aufbau und ein dadurch bedingtes »unruhiges Gepräge«, das Auftreten hornfelsartiger Gesteine, das Vorkommen von Kalksilikatfelsen, Graphitoidgneisen u. a. Dem gegenüber sind die Eruptivgneise, abgesehen von gewissen mineralogischen Eigenheiten wie Orthitführung, ausgezeichnet durch einen mehr einförmigen Charakter, eine unvollkommene Lagentextur, die oft ins schuppig körnige übergeht und auf weite Strecken hin gleichförmig anhält. Im einzelnen ist die Abtrennung natürlich oft schwierig, umsomehr als auch Mischgesteine auftreten und zu Verhältnissen führen, die dem subjektiven Ermessen doch recht erheblichen Spielraum lassen.

Von besonderer Wichtigkeit sind die auch für die Injektionstheorie bedeutungsvollen hellen Quarzfeldspatlagen, die in den Eruptivgneisen ungemein verbreitet sind (»Primärtrümer«), und genetisch mit Granuliten sehr nahe zusammenhängen. Diese sind saure Nachschübe des Eruptivgneises (Schizolithe), die ihre Paralleltextur einer von der Bildung der Paralleltextur im Gneis unabhängigen Fluidalbewegung verdanken, und von den Apliten der jüngeren Stockgranite scharf unterschieden werden müssen. Das gleiche gilt von den Primärtrümern, die zum Teil Ausläufer von Granulit- oder Pegmatitadern sind und ebenfalls »endogene Injektionen« des Gneises darstellen.

Die ausführliche Beschreibung der strukturellen Verhältnisse der Eruptivgneise ergibt, daß in ihnen, trotz einiger Abweichungen im einzelnen und trotz der Paralleltextur eine Eruptivgesteinsstruktur mit der normalen Ausscheidungsreihenfolge der granitischen Gesteine vorliegt, keine kristalloblastische und kataklastische, die auf Umwandlung durch Metamorphismus hinwiese; dadurch stehen sie auch strukturell im strikten Gegensatz zu den Sedimentgneisen[1]), die durch Kontakt-

[1]) Der Führung von Myrmekit wird für die Unterscheidung eine vielleicht zu große Bedeutung zugeschrieben, da Myrmekit auch in metamorphen Sedimenten in typischer Weise vorkommt. Ref.

und Injektionsmetamorphismus aus präcambrischen Sedimenten, unter den äußeren Bedingungen der Regionalmetamorphose entstanden.

Der Verband von Eruptiv- und Sedimentgneisen ist, wie bekannt, ein ungemein inniger. Doch ist er nicht als ein tektonischer im landläufigen Sinne aufzufassen; das geht schon daraus hervor, daß keine regelmäßigen, rhythmischen Falten zu konstatieren sind. Vielmehr ist die mit Faltungen verknüpfte präcambrische Intrusion der Gneise selbst das Moment, durch welches die Anordnung der verschiedenen Gneiszüge ihre heutige Gestalt erhalten hat. Es ist, »als hätte man eine Serie von Blättern in eine plastische Masse gesteckt, die in willkürlicher Weise zwischen sie eindrang und dann erstarrte«. Falten, Mulden mögen ursprünglich vorhanden gewesen sein, sind aber durch die Intrusion zerstört worden. Es ist daher zwecklos, tektonische Konstruktionen vorzunehmen wie z. B. Wilckens (17, 18). Die Einwirkung der carbonischen Faltung auf den Bau des Gneisgebirges ist unwesentlich. Ihr ist hauptsächlich die Intrusion der Stockgranite zuzuschreiben. Vor allem fehlt jede Transversalschieferung in den Gneisen, die Paralleltextur der Renchgneise entspricht der ursprünglichen Schichtung. Der auffällige Parallelismus der Gneiszüge mit den Grenzen der Granitstöcke beruht auf einer Übereinstimmung der Schubrichtung der carbonischen, und der präcambrischen Faltung. Auch die Schnarrenbergersche Auffassung von der Tektonik des Elztales (15) macht den Verf. an seiner Deutung nicht irre.

Das Verhalten des Granits zum Gneis ist dadurch charakterisiert, daß er diesen bereits in jetzigem Zustande als Gneis angetroffen und nur schwach oder gar nicht verändert hat. Injektionsadern von Granit im Gneis kommen vor, lassen sich aber i. a. gut von den Primärtrümern der Gneisinjektionen unterscheiden. Sie liefern z. B. keine Mischgesteine. Hier liegt nach der Anschauung des Verfassers ein prinzipieller Irrtum in der Auffassungsweise von H. Philipp vor, der die aplitischen sauren Injektionen des Gneises für solche des Granits hält. Auch sollen die oben erwähnten, von Philipp für nicht injizierte Sedimentreste gehaltenen granulitähnlichen Gesteine des Angenbachtales zum Eruptivgneis gehörige Granulite sein.

Auch die Einschlüsse von Gneisstücken im Granit zeigen, daß die »Vergneisung« in solchen Fällen nicht vom Granit ausgegangen sein kann. Wo paläozoische Sedimente im Schwarzwald mit den karbonischen Graniten in Kontakt stehen, entwickeln sich die bekannten »normalen« Kontaktgesteine, Fleckschiefer, Knotenschiefer u. dgl.

Die Auffassung von Sauer und Schwenkel nimmt also zwischen der Gneisbildung und der Intrusion der Granite einen erheblichen Hiatus und keinen direkten genetischen Zusammenhang an. Philipp rückt beide zeitlich nahe und sieht in der Vergneisung eine Art Vorläufer der Granitbildung, die mit Injektions- und Mischungsvorgängen in großem Maße verbunden ist. Solche nimmt auch Schwenkel, wie Philipp,

an, nur scheidet er noch schärfer zwischen Eruptiv- und Sedimentgneisen, während PHILIPP auch die Schapbachgneise als Mischgesteine ansieht.

In manchen Punkten ist der PHILIPPschen Auffassung die von J. KÖNIGSBERGER genähert.

J. KÖNIGSBERGER faßt auf Grund sehr ausgedehnter vergleichender Studien die Gneisbildung als einen regionalen Aufschmelzungsvorgang auf, der, im Archaikum allgemein vorhanden, sich dann zurückzieht und erst im Devon wieder durch Ansteigen des Magmas eine auf bestimmte Gebiete beschränkte Verbreitung erhält, zu denen u. a. auch die Gneise der deutschen Mittelgebirge gehören (4, 5, 6). Er verlegt so den Prozeß der Gneisbildung auf einen wesentlich jüngeren Zeitpunkt wie SAUER und SCHWENKEL, erkennt auch eine zeitliche Trennung zwischen Gneis- und Granitintrusion an, führt aber doch beide auf die gleiche Grundursache zurück. Das paläozoische Alter auch der Gneisbildung wird besonders durch die Verhältnisse in Sachsen erwiesen, wo silurisch-devonische und culmische (?) Sedimente in den Wirkungsbereich der Gneisintrusionen geraten (CREDNER (1), LEPSIUS (7), GAEBERT [3]).

KÖNIGSBERGERS Vorstellung ist folgende: langsam ansteigendes Magma wird unter hohem Druck seit Beginn der Devonzeit allmählich in die Schichten gepreßt. Die bewegliche pegmatitische Lösung drang in die Schieferlagen ein, und unter langsamer Flußbewegung, verbunden mit Protoklase und Kataklase entstehen Orthogneise aus dem Magma, aus dem Schiefer unter geringfügiger Stoffzufuhr Sedimentgneise. Nach außen hin erfolgt der allmählige Übergang in Phyllite und Tonschiefer. Im Carbon dringt das Magma lokal, zum Teil im Gefolge der tektonischen Störungen, plötzlich empor und erstarrt richtungslos struiert als Massengranit.

Im Schwarzwald hält KÖNIGSBERGER ebenfalls einen Teil der Gneise für vergneistes Culm, steht also hierin im Gegensatz zu SAUER und SCHWENKEL; die Bildung von Knotenschiefern usw. deutet er als schwache Nachwirkung, sogar die Verkieselung des Muschelkalkes und die Flußspatführung der Buntsandsteindrusen soll noch auf pneumatolytischen Nachwirkungen beruhen; hierfür ist wohl die Deutung von ANDRÉE richtiger[1]).

Nicht ganz klar ersichtlich ist die Rolle, die P. NIGGLI (8) der Injektion der Gneise durch die der Intrusion des Albtalgranits folgende Bildung von Pegmatit- und Aplitgängen zuschreibt. Der geologischen Stellung nach entsprechen sie den jüngeren, nicht gneisbildenden Injektionen nach SCHWENKELS Auffassung, die kurze Beschreibung zeigt aber mehr Analogien mit den Injektionen der »Primärtrümer«.

[1]) K. ANDRÉE, Über einige Vorkommen von Flußspat in Sedimenten ... Tscherm. min. u. petr. Mitt. 28. 1909, 535—556.

III. Bücher- und Zeitschriftenschau.

Die Bodenkarten der Landwirtschaftlichen Versuchsstation zu Rostock.

Von **H. Stremme.**

Zur Beurteilung der Frage, was eine agronomische, den Zwecken der praktischen Landwirtschaft dienende Bodenkarte leisten soll, kann man von der einfachen Tatsache ausgehen, daß die Eigenschaften von Klima, Wasser und Boden die Fruchtbarkeit eines Gebietes bzw. die Anbaufähigkeit der Nutzpflanzen bedingen. Wenn also eine agronomische Karte zuverlässige Daten für die Bonitierung, Taxation und Melioration geben soll, so wird sie diesem Zwecke am besten entsprechen, wenn sie außer den Angaben über die Beschaffenheit des trockenen Bodens auch solche über das Wasser und nicht zuletzt über das Klima bzw. die Einwirkung des Klimas und des Wassers auf den Boden enthält. Das Verhältnis dieser drei Faktoren zueinander läßt sich etwa so umgrenzn, daß der nährstoffreichste und physikalisch beste Boden ohne Wasser und in ungünstigem Klima wertlos ist; dagegen in günstigem Klima und bei genügendem Wasservorrat selbst ein an sich nährstoffarmer, physikalisch schlechter Boden hohe Erträge an wertvollen Nutzpflanzen liefert oder liefern kann. In moderner wissenschaftlicher Form gibt das Gesetz vom Minimum Justus von Liebigs in E. A. Mitscherlichs[1]) Fassung den Schlüssel zu diesen Beziehungen der drei genannten Vegetationsfaktoren zueinander. »Der Pflanzenertrag richtet sich nach demjenigen Vegetationsfaktor, welcher verhältnismäßig am meisten im Minimum ist.« Mitscherlich gibt die folgende Erläuterung zu diesem Gesetz: »Es besagt, daß die Pflanze einer ganzen Reihe verschiedener Vegetationsfaktoren, z. B. Kali, Phosphorsäure, Kalk, Stickstoff, Wasser, Licht, Wärme bedarf, und zwar von einem jeden dieser Faktoren ganz verschieden große Mengen: z. B. vom Wasser 400 cm Regenhöhe, vom Stickstoff 2 g, an Wärme, die einer mittleren Tagestemperatur von 25° entsprechenden Mengen usw. Steht von einem dieser Faktoren den Pflanzen weniger zur Verfügung als diese Mengen . . ., so richtet sich der Ertrag nach demjenigen Faktor, welcher verhältnismäßig am meisten im Minimum ist.«

Die Aufgabe der kartographischen Registrierung der Vegetationsfaktoren ist vielfach in ganz verschiedener Weise gelöst worden. Bis heute sind die Differenzen in der Auffassung vom Wesen der agronomischen Karte so groß, daß es möglich ist, zwei verschiedene moderne Bodenkarten nebeneinander zu legen, die anscheinend fast nichts Übereinstimmendes zeigen. Von Anfang ist in der Bodenkartierung ein Zwiespalt hervorgetreten, der auch jetzt noch keineswegs überbrückt ist. Während Delesse in seiner agronomischen Karte der Umgegend von Paris alles Stratigraphische von der Darstellung ausschaltete, erhob sich Orths agronomische Karte von Rüdersdorf, welche die agronomische Kartierung der preußischen Geologischen

[1]) E. A. Mitscherlich und R. Floess, Über den Einfluß verschiedener Vegetationsfaktoren auf die Höhe des Pflanzenertrages und über die gegenseitigen Beziehungen der bodenkundlichen Vegetationsfaktoren, Landwirtsch. Jahrbücher 1913, S. 649—668.

Landesanstalt einleitete, auf der stratigraphischen Grundlage. Man wird einer Darstellung im Sinne von Delesse zugeben können, daß es (etwa mit Mitscherlichs Worten) für die Pflanzen ganz gleichgültig ist, zu welcher geologischen Formation ihr Nährgrund gehört. Aber auch Orth verschließt sich nicht diesem Gedanken, doch hält er nichts für zwecklos zur kartographischen Darstellung, was einigermaßen die Genesis des Nährgrundes zu erklären geeignet ist. Es liegt nahe, anzunehmen, daß Geologen sich stets für die Orthsche Aufnahme entscheiden werden. Doch hat in einer Erörterung vor dem bayrischen Landwirtschaftsrate O. M. Reis[1]) gegen die geologisch-agronomische Aufnahme Stellung genommen, angesichts der ganz verschiedenen Aufgaben von Stratigraph und Agronom. Und die modernen agrogeologischen Karten der ungarischen geologischen Reichsanstalt geben nur allgemein gehaltene Formationsbezeichnungen mit einzelnen Buchstaben (z. B. P für Pliocän, D für Diluvium usw.). Wenn auch andererseits vielfach und allerwärts Agronomen und Pedologen die stratigraphische Grundlage für eine Bodenkarte scharf ablehnen, so hat ein so fortschrittlicher Agronom wie Kopeckj[2]) trotz seines Tadels der zuweit ins Einzelne gehenden stratigraphischen Darstellung dennoch auf seiner Bodenkarte, zu deren Aufnahme zahlreiche neue Untersuchungsmethoden erdacht wurden, eine stratigraphische Grundlage nicht verschmäht.

In Deutschland sind erst neuerdings wieder Bodenkarten erschienen, welche unter gänzlicher Vermeidung des Eingehens auf stratigraphische Fragen eine rein agronomische Aufnahme der Vegetationsfaktoren erstreben. Dies sind die von R. Heinrich, dem vormaligen Direktor der Landwirtschaftlichen Versuchsstation zu Rostock, herausgegebenen Karten[3]) dieser Anstalt. Fünf Karten sind in drei Heften erschienen. Von diesen entsprechen die drei Karten des ersten Heftes, »enthaltend die Güter des von der Decken-Melkofer Fideikommisses: Melkof, Langenheide und Jesow«, am besten dem, was Heinrich als das Ziel der agronomischen Aufnahme vorschwebt. Die beiden anderen haben zwar noch günstigeren Maßstab, entbehren jedoch der Höhenlinien.

Der Maßstab der drei Blätter Melkof, Langenscheid und Jesow ist 1 : 7692 (1 km = 13 cm). Bei einem so großen Maßstabe konnten naturgemäß die Höhenschichten sehr genau eingetragen werden, bei stärkeren Erhebungen mit 1 m Abstand, in der Niederung sogar mit 20 cm Abstand. Die Topographie kann ebenfalls ins Einzelne gehen.

Die Grundfarben der agronomischen Darstellung geben die Bodenarten im Thaerschen Sinne, Sand, humosen Sand, Humus, lehmigen Sand, sandigen Lehm, Lehm, Mergel, wieder. Auf diese Grundfarben sind zwei Arten von Strichen eingetragen: von oben rechts nach unten links verlaufende, ziemlich weit durchgezogene blaue; und senkrecht darauf stehende, nur in den Zwischenräumen der blauen Linien vorhandene, kurze, bunte (violett, orange, rot, grün). Die blauen Linien geben die Wasserverhältnisse und die Durchlüftungsfähigkeit an, die bunten den Gehalt an Kali, Kalk, Phosphorsäure, Stickstoff.

Meines Wissens sind die landwirtschaftlich so überaus wichtigen Wasserverhältnisse hier zum ersten Male zu einer besonderen Darstellung gelangt. In der Regel geben agronomische Karten von ihnen hauptsächlich das gleiche wie die

[1]) O. M. Reis, Geologisch-agronomische oder geologische und agronomische Aufnahme? Vierteljahrsschr. bayr. Landwirtschaftsrat 1907. Ergänzungsheft zu Heft 1, S. 153.

[2]) J. Kopeckj, Abhandlung über die agronomisch-pedologische Durchforschung eines Teiles des Bezirkes Welwarn. Publ. d. Zentralkoll. d. Landeskulturrats f. d. Kgr. Böhmen. 4. Prag 1909.

[3]) Landwirtschaftliche Bodenkanten. 3 Hefte. Herausgegeben von der landwirtschaftlichen Versuchs-Station zu Rostock. Referent: R. Heinrich. Rostock 1910.

topographischen. Man kann aus der Höhenlage, der zu Wasserläufen und -becken, ferner den Vegetationszeichen eventuell entnehmen, wie sich der Boden zum Wasser verhalten dürfte. Auf den agronomischen Karten gibt das Bodenprofil noch etwas mehr Anhalt zur Beurteilung der Wasserfrage. Aber besondere agronomische oder geologische Karteneintragungen für das Wasser fehlen im allgemeinen. Von Daten der Erläuterungen kann man die Bestimmung der Korngröße in entfernte Beziehung zum Wasser bringen; Kopeckj bestimmt noch Wasserkapazität und Hykroskopizität, und zwar erstere im Felde. Aber sicherlich wichtiger als alle diese indirekten Angaben sind direkte Feststellungen. Diese geschehen bei Heinrich in engster Verbindung mit solchen landwirtschaftlicher Art. Die Wasserverhältnisse werden geschätzt, und zwar nach zehn Klassen. Die Klassen 1—5 entsprechen dem Trockenlande (Getreide — Hackfruchtkultur), die Klassen 6—10 dem Naßlande (»graswüchsig, daher Wiesen und Weiden bis zum Sumpf«). Die zehn Klassen sind im einzelnen genau bestimmt.

Eine physikalische Methode der Feuchtigkeitsbestimmung ist nicht angewendet worden. Man kann also anscheinend den Vorwurf mangelnder Exaktheit erheben. Aber Heinrich bemerkt dazu: »Selbst wenn die gewöhnliche Feuchtigkeit des Bodens auch nur durch Schätzung zum Ausdruck kommt, so gewährt letztere doch immer noch einen besseren Anhalt, als wenn man die einzelnen Faktoren für die Bodenfeuchtigkeit in ihrer Vielseitigkeit zur Darstellung bringen wollte (z. B. die rasche oder langsame Durchlässigkeit der Bodenarten für Wasser, die Mächtigkeit der betreffenden Schichten, die Fähigkeit der Böden, das Wasser zurückzuhalten, die verschiedene Kapillarität der Bodenarten, die Lage der Böden zur Umgebung usw.). Durch die vorliegende Darstellung der Bodenfeuchtigkeit wird die Karte sehr entlastet, und man gebraucht nur ein Zeichen für diesen so wichtigen Faktor der Pflanzenkultur. Natürlich ist die Beurteilung der Wasserverhältnisse des Bodens nur relativ, da sie von den Witterungsverhältnissen abhängt. Dies beeinflußt aber die Brauchbarkeit dieser Methode nicht, da der Boniteur die jeweilige Witterung genau so berücksichtigen muß, wie dies jetzt bei dem Einschätzen der Bonität der Ackerböden der Fall ist.« Man wird Heinrich zustimmen müssen, daß angesichts des Schwankens der Feuchtigkeit bei verschiedener Witterung scheinbar exakte, selbst mehrfach wiederholte physikalische Bestimmungen ein unzutreffendes Bild geben. Gegenüber diesen ohnehin schwer in die Praxis zu übertragenden ist die Schätzung in Verbindung mit Angaben über die Nutzungsfähigkeit für den Landwirt wichtiger, aber selbst bodenkundlich wertvoller, sobald man auch die Vegetationsbildung als einen wissenschaftlich bedeutungsvollen Faktor ansieht.

Die zehn Wasserklassen sind durch fünf blaue Linien in zehn verschiedenen Kombinationen angegeben. Durch die Entfernung dieser Linien und Liniengruppen voneinander ist die Durchlüftungsfähigkeit zur Darstellung gebracht. Drei Arten werden von dieser unterschieden; leicht (locker), normal (mittel), schwer (krustenbildend); außerdem durch besonders eng stehende blaue Linien der Sumpf. Also auch hier wieder nur Schätzung, keine physikalische Bestimmung. Diese hätte naturgemäß im Felde zu erfolgen, wie dies von Kopeckj mit der Bestimmung der Luftkapazität geschieht. Einfacher als diese Bestimmung ist jedenfalls die Schätzung, ob wissenschaftlich richtiger, läßt sich ohne Versuch nicht entscheiden. Abzulehnen ist diese Schätzung so wenig wie die der Feuchtigkeit.

Der Gehalt an den verschiedenen Nährstoffen wird durch je sechs verschiedene bunte Strichgruppen dargestellt. Jede dieser Gruppen bedeutet einen gewissen Zahlenwert. Sie stufen sich ab von 0,01—0,05; 0,06—0,10; 0,11—0,20; 0,21—0,30; 0,31—0,50; über 0,50 Prozente der Trockensubstanz des Bodens. Von den Nährstoffmengen sind die in Salzsäure löslichen wiedergegeben. An sich ist die Brauchbarkeit dieser Bestimmung viel umstritten. Den zur Aufnahme durch die Pflanzen bereiten Teil gibt sie nicht an. Gans sieht in ihr die Bestimmung des eventuell allmählich zur Aufnahme kommenden Nährstoffvorrates. Doch braucht dieser

Vorrat nicht in Beziehung zum aufnahmefähigen Teil zu stehen, wie Vegetationsversuche von SAMOJLOFF[1]) mit Orthoklas und Leucit ergeben haben. Der an Salzsäure fast gar kein Kali abgebende Orthoklas gab wesentlich bessere Erträge als der an Salzsäure alles Kali abgebende Leucit. Der leucithaltige Boden hatte einen großen Nährstoffvorrat, der orthoklashaltige fast gar keinen. Entsprechende Bedenken sind auch gegen die Bestimmung der Nährstoffe durch HEINRICH zu erheben. Allerdings werden diese insofern entkräftet, als hier zum Vergleich die Erfahrungen von Hunderten von Düngungsversuchen in den Erläuterungen mitverwertet sind. »Nach diesen Erfahrungen entspricht für das norddeutsche Schwemmland:

	der Gehalt in fruchtbaren Böden (Düngung nicht oder nur schwach wirksam)	großer Armut in den Böden (Düngung stark wirkend)
Stickstoff	0,12—0,2% und mehr	0,1% und weniger
Kali	0,1 —0,2 » » »	0,08—0,05% » »
Kalk	0,2 —0,3 » » »	0,1 » » »
Phosphorsäure	0,1 —0,2 » » »	0,05 » » »

Schwefelsäure: es genügen nachweisbare Spuren.

Dieser Vergleich ermöglicht trotz der an sich unzulänglichen Bestimmung dennoch im ganzen bei normalen Böden des norddeutschen Flachlandes die zutreffende Anwendung der Zahlen.

Außer diesen bisher besprochenen Bestimmungen, die alle klar und leicht übersichtlich auf der Karte dargestellt sind, wurden noch Bohrungen zumeist bis 2 m Tiefe gemacht und ein Teil der Bohrprofile auf dem Rande der Karte, die übrigen in den Erläuterungen angegeben. Die Methode, Bodenprofile mit Hilfe von Bohrungen aufzunehmen, wird vielfach als unzulänglich verworfen. Sie wird bei anderen Bodenaufnahmen z. B. von KOPECKJ, ferner in Rußland und Finnland durch Untersuchen von Profilen in Gruben ersetzt. Gerade aus HEINRICHS Angaben lassen sich Beweise für die geringe Brauchbarkeit der Bohrmethode in agronomischer Hinsicht entnehmen. In geologischer Hinsicht, zur Herstellung eines klaren Bildes vom Schichtenbau, ist natürlich die Bohrung von größter Wichtigkeit.

HEINRICH verwirft mit Recht die mechanische Bodenanalyse (die Einteilung nach Korngrößen) als unbrauchbar. Es sei ein Irrtum anzunehmen, »daß die Bodenfeuchtigkeit aus den Einzelprodukten der Schwemmanalyse gefolgert werden könne. Wer sich auch nur einmal eingehender mit der Bestimmung der Feuchtigkeit der Böden in ihrer natürlichen Lagerung beschäftigt hat, weiß, daß die Feuchtigkeitserhaltung in der Ackerkrume (und um diese kann es sich hier nur handeln) von ganz anderen Umständen abhängig ist. Es hängt dieselbe insbesondere von den feinen Schichtenbildungen ab, die sich abwechselnd im Untergrunde des Schwemmlandes vorfinden, und da sie oft nur Bruchteile eines mm an Mächtigkeit besitzen und aus wechselnden Bestandteilen bestehen (Eisen- und Mergelschichten, feinerem und gröberem Sande, Lehm usw.), gar nicht in Rechnung gezogen werden können, sondern in ihrer Gesamtwirkung auf den Boden in seiner natürlichen Lagerung zu beobachten sind.« Diese für die Wasserführung als so wichtig erkannten Schichtchen des Untergrundes werden vom Bohrer durchstoßen, ohne daß mit diesem groben Apparat ihre Bestimmung möglich wäre. Mit dem Bohrer lassen sich bei der agronomischen Aufnahme nur ganz allgemeine petrographisch-agronomische Daten gewinnen, welche für den Pflanzenbau kaum von Belang sind.

Die erwähnten Schichtchen des Untergrundes, welche auch HEINRICH nicht bestimmt hat, stehen nach den Forschungen hauptsächlich der russischen Pedologen zu der Einwirkung des Klimas auf den obersten Teil der Erdkruste zumeist in engster

[1]) SAMOJLOFF, Über die mineralogische Bedeutung der Vegetationsversuche. Zentralbl. Min. 1910, S. 257.

Beziehung. Sie sind es, an denen man diese Einwirkung erkennt, da sie unter dem Einfluß klimatischer Faktoren, Niederschlag, Sättigungsdefizit, Wärme, Wind, entstanden sind. Das neugegründete Dokutschajewsche Komitee für Bodenkunde in St. Petersburg, dessen Präsident Professor Dr. K. Glinka ist, betreibt diese Wissenschaft auf klimatologischer Grundlage und macht sie für die Praxis nutzbar. Ein wichtiger Teil der Arbeit dieses Komitees besteht im genauen Studium dieser Schichtchen in der Oberkrume und im Untergrund.

Leider fehlen auf Heinrichs Bodenkarte alle auf das Klima bezüglichen, direkten Eintragungen, auch in den Erläuterungen habe ich nichts über Niederschlag, Wärme usw. finden können. Demgegenüber hat Kopecky in den mehrfach erwähnten Erläuterungen zu seiner Bodenkarte von Welwarn ausführliche Angaben über die verschiedenen klimatischen Vegetationsfaktoren seines Gebietes gemacht, allerdings auch die Einwirkung des Klimas auf den Boden nicht berührt und keine Eintragungen auf die Karte bewirkt.

Der spezielle, ins einzelne gehende Teil der Erläuterungen zu Heinrichs Bodenkarte zeigt eine Fülle von Daten, die aber nicht ein toter, unverständlicher Ballast sind, sondern aus denen überall die Nutzanwendung für die landwirtschaftliche Praxis gezogen ist. Die Daten sind hauptsächlich die Belege zu den Nährstofflinien und Profilzahlen, dazu noch weitere Profile. Überall ist auf das Minimum hingewiesen.

Empfohlen wird von Heinrich bei der Aufnahme landwirtschaftlicher Bodenkarten die Herstellung von Vegetationsbildern (von denen Beilagen nicht vorhanden sind). Durch diese lassen sich nach Heinrich besonders leicht die Untergrundverhältnisse feststellen.

Pollak, G., **Michael Heilprin and his sons.** New York, Dodd, Mead and Company 1912. ($ 3,50 geb., 540 S.)

Das Buch interessiert uns Geologen durch die ausführliche Lebensbeschreibung des ausgezeichneten amerikanischen Forschers Angelo Heilprin, dessen Bild dem Werke beigegeben ist. Auch unseren Lesern ist Heilprin aus Bergeats Referat (Bd. I, S. 186) über sein nachgelassenes großartiges Werk: »The eruption of Pelée«, bekannt. Seine Lebensgeschichte mit der Darstellung seiner vielen zum Teil gefahrvollen Reisen nach Mexico, Grönland, Alaska und insbesondere mit seinen mutigen Besteigungen und Untersuchungen der Montagne Pelée ist fesselnd geschrieben.

Es ist sehr erfreulich, daß in neuerer Zeit auch in der Naturwissenschaft das Interesse an der historischen Entwicklung der Wissenschaft selbst und damit das Interesse an der Person ihrer Träger erwacht. Sal.

Charles D. Walcott, **Cambrian Brachiopoda.** U. S. Geol. Survey Monographs. **51.** 2 Bde. 4°. 782 S. 104 Taf. 1912.

Seiner Beschreibung der cambrischen Medusen läßt der Verfasser, der sich wie kein zweiter in das Studium der cambrischen Fauna vertieft hat, hier ein umfassendes Werk über die cambrischen Brachiopoden, und zwar nicht nur die amerikanischen, sondern die der ganzen Welt folgen. Der Beschreibung der einzelnen Gattungen und Arten ist ein allgemeiner Abschnitt vorangeschickt, in dem ihre geographische und stratigraphische Verbreitung und ihre Entwicklungsgeschichte besprochen wird. Das Buch stellt eine wichtige Bereicherung unserer paläontologischen und stratigraphischen Literatur dar und verdient uneingeschränkte Anerkennung.

Wcks.

Charles S. Prosser, **The Devonian and Mississippian Formations of Northeastern Ohio.** Geological Survey of Ohio. Fourth Series. Bull. 15. 574 S. 33. Taf. 1912. Preis 1 $.

Der Inhalt des Werkes ist eine ausführliche Darstellung der Stratigraphie des Devons und Untercarbons des nordöstlichen Ohio. Es wird eine große Anzahl von Lokalprofilen und

Fossillisten mitgeteilt. Den Beschluß macht eine Beschreibung wichtiger Brachiopodenformen aus der Chagrinformation, die mit der Chemungstufe der Staaten New York und Pennsylvanien zu parallelisieren ist. Besonders bemerkenswert sind die Erörterungen über die Grenzschichten zwischen Devon und Untercarbon, den sogen. Ohio Shale, in dem u. a. auch Pseudobornia zum ersten Male auf amerikanischem Boden gefunden ist. Die Altersbestimmung der verschiedenen untersuchten Stufen und die paläontologische Beschreibung ihres Fossilinhaltes soll in weiteren Publikationen folgen. Dem Buch sind zahlreiche gute Abbildungen von typischen Aufschlüssen beigegeben. Wcks.

Eine sehr dankenswerte zusammenfassende Darstellung der **Geologie des Vogelsberges,** namentlich seines nichtvulkanischen Untergrundes, bringt die 1. Hälfte der Berichte des Niederrheinischen geologischen Vereins 1913, aus der Feder von E. Kaiser und H. Meyer. Im Untergrunde des Vogelsberges finden sich alle Schichten, die sich in Mitteldeutschland vom Devon bis zum Tertiär gebildet haben. Jedoch sind sie im allgemeinen bis auf den Buntsandstein abgetragen und nur in Grabenbrüchen, die in präbasaltischer Zeit entstanden sind, hat sich die vollständige Schichtreihe Buntsandstein-Lias erhalten. Die seit dem Lias andauernde Festlandsperiode war nur einmal unterbrochen, als im Oligocän eine Verbindung zwischen dem Kasseler und dem Mainzer Tertiärmeer eintrat. Als die Basaltausbrüche begannen, bildete der Vogelsberg eine mit Flüssen und Teichen bedeckte Landschaft, in deren Becken sich Ablagerungen des Tertiärs angesammelt hatten. Es erfolgten zuerst Phonolith- und Trachyt- und dann die gewaltigen Basaltausbrüche. Wcks.

Das **Alter der Glanzschiefer in den französisch-italienischen Alpen** wird von Kilian und Pussenot im Hinblick darauf einer Erörterung unterzogen, daß Termier diese Gesteine als eine Trias, Jura, Kreide und Tertiär umfassende Sammelfolge schiefriger Facies angesprochen hat (W. Kilian et Ch. Pussenot, Sur l'âge des schistes lustrés des Alpes franco-italiennes. — C. R. Acad. des Sciences de Paris. Bd. 155. S. 887—891. 1912). Tatsächlich hat Marcel Bertrand den seitlichen Übergang von Triasmarmor in Glanzschiefer, Franchi den von Lias und Kilian und Pussenot den von Dogger, Malm und den Marbres en plaquettes in solche nachgewiesen. Auch die sogenannten »Marbres en plaquettes«, die nur wenig bezeichnende Foraminiferen enthalten, sind wahrscheinlich mesozoisch. Ist somit die Vertretung der Trias und des Jura durch die Glanzschiefer sicher, die der Kreide wahrscheinlich, so ist dagegen der als tertiär betrachtete Flysch des Briançonnais petrographisch von den Glanzschiefern recht verschieden, und es fehlen ihm ganz die Einschaltungen von Serpentin und Grünschiefer, die diesen eigentümlich sind. Im Gegenteil finden sich Gerölle von diesen grünen Eruptivgesteinen in dem Flysch, der somit erst nach einer Periode orogenetischer Bewegungen und darauf folgender Abtragung zur Ablagerung gekommen sein kann. Tertiär ist also in der Glanzschieferserie der französisch-italienischen Alpen nicht enthalten. Wcks.

Jean Boussac, **Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin.** — Mém. pour servir à l'explication de la Carte géol. de la France. Paris. 1912. 4°. 657 S. 10 Taf. 10 Karten. — Die Nummulitenformation der Alpen hat erst in den letzten Jahren die Berücksichtigung gefunden, die ihre Wichtigkeit für die Tektonik und Stratigraphie des Gebirges erfordert. J. Boussac hat schon wiederholt in die Diskussion über diesen Gegenstand eingegriffen. Es werden ihm verschiedene Entdeckungen von großer Bedeutung für die alpine Geologie verdankt. Der vorliegende sehr stattliche Band gibt die Studien des Verf. in eingehender Darstellung und zieht die Nummulitenformation der ganzen Alpen in den Kreis seiner Betrachtung. Es ist ein Werk, das von der Hingabe und dem Fleiß des

Verf. rühmliches Zeugnis ablegt. Es ist mit Heliogravüren und großen Karten der Verbreitung des Alttertiärs in den Westalpen wahrhaft fürstlich ausgestattet. Hervorgehoben sei, daß sich in der Einleitung eine Darstellung des Deckenbaus der Alpen findet.

Wcks.

Über die **geologischen Bedingungen des preußischen Normalhöhenpunktes** hat sich Alfred Jentzsch gutachtlich geäußert (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **23.** II. 1912. S. 350—366). Seit mehr als 30 Jahren werden alle Höhenmessungen in Norddeutschland nicht mehr auf einen Mittelwasserstand der Nord- und Ostsee, sondern auf »Normalnull« (»N.N.«) bezogen. Es ist das ein Punkt, der in einer bestimmten Tiefe unter dem an der Berliner Sternwarte eingerichteten Normalhöhenpunkt liegt. Da die Sternwarte nach Babelsberg bei Potsdam verlegt werden soll, und der große Verkehr in Berlin die Messung oder Wiederholung von Nivellementsanschlüssen sowieso sehr erschwert, so wünschte die trigonometrische Abteilung der preußischen Landesaufnahme einen anderen Normalhöhenpunkt 1. Klasse einzurichten, der nördlich von Berlin zwischen Elbe und Oder gewählt werden sollte. Wie bei der Anlage des ersten, so wurde auch bei der des zweiten die geologische Beratung bei der Auswahl des Ortes für wesentlich gehalten. In der Tat ist die geologische Beschaffenheit des Punktes von großer Wichtigkeit. Das Gebirgsland muß von vornherein bei der Wahl ausgeschaltet werden; denn es ist von Spalten durchsetzt, an denen bei Erdbeben usw. Verschiebungen eintreten. Ein aus lockerem Gestein bestehender Boden muß vorgezogen werden, weil hier Schwankungen und Senkungen weniger leicht eintreten. Die jungen Alluvionen sind allerdings ungeeignet. Sie sinken oft ein, namentlich wenn Torf-, Humus- und Faulschlamm in ihnen lagert. Besser sind die diluvialen Böden geeignet, wobei nur die Tone auszuschließen sind, weil sie leicht gleiten und quellen. Auch darf der Punkt nicht auf dem Gipfel von Bergen und Hügeln liegen, weil dort fortschreitende Bewegungen stattfinden.

Da auch noch Rücksicht auf eine leichte Ausführung von Feinnivellements zur Verbindung mit Festpunkten der Landesvermessung zu nehmen war, so entschied sich die Trigonometrische Abteilung für einen von Jentzsch vorgeschlagenen Punkt im Kreise Lebus, Regierungsbezirk Frankfurt a. O. Um sicher zu sein, daß der Untergrund geologisch einwandfrei, wurden Bohrungen von 20 m ausgeführt, deren Punkte ein gleichseitiges Dreieck bilden. Leider fand sich eine feinsandige Tonmergelbank in zweien der Bohrlöcher, so daß man den Normalhöhenpunkt nicht gut, wie beabsichtigt war, in die Mitte des Dreiecks legen kann, sondern dazu besser die Örtlichkeit des dritten Bohrlochs wählt, wo der Mergel nicht angetroffen wurde. Der Punkt liegt an der Chaussee Herzfelde-Müncheburg auf dem Meßtischblatt Herzfelde. Der Boden besteht aus Geschiebesand und Kies.

Wcks.

L. Kober, **Über Bau und Entstehung der Ostalpen.** — Mitt. Geol. Gesellsch. Wien **5.** S. 368—481. 7 Taf. 1913.

Die Schriften L. Kobers über die Tektonik der Ostalpen zeichnen sich durch besondere Klarheit aus. Mit Freude wird man daher eine Darstellung des Baus und der Entstehung der Ostalpen aus der Feder dieses tüchtigen jungen Forschers begrüßen. Der Stoff ist in die Abschnitte »Das Vorland«, »Das Deckenland« und »Die Wurzelzonen« gegliedert. Unter den Decken unterscheidet der Verf. die »westalpinkarpathischen« mit den »helvetisch-beskidischen« und den »lepontinisch-hochtatrischen«, sowie die ostalpinen mit den unterostalpinen oder voralpinen und den oberostalpinen oder hochalpinen Decken. Im Tithon beginnt nach Kobers Ansicht die Überschiebung der oberen ostalpinen Decke über die untere und setzt sich in der Unterkreide fort. Die obere Decke bleibt auf der unteren sitzen und wandert mit dieser über die lepontinischen. Zuerst wurden die Radstätter Tauern unterjocht und überschoben, dann entstanden die Glanz-

schieferdecken und zuletzt, am Außenrande, die Zentralgneisdecken. Zur Zeit der Gosau sind die lepontinischen Decken vollständig unter den ostalpinen begraben, so daß diese die Nachbarn des helvetischen Gebiets sind. »Breccienbildungen und Konglomerate, sowie Flyschbildung geht Hand in Hand mit der Gebirgsbildung« (Falknisbreccie, Tristelbreccie, Gosaukonglomerat). Die Hauptdeckenbewegung ist vorgosauisch. »Nach dem Eocän wird die Hallstätter und die hochalpine Decke über die voralpine geschoben. Es folgt die Überschiebung der Prättigaudecke durch die Klippendecke, es wird die Minschunbreccie (Niesenflyschdecke) überschoben. Es entstehen die heutigen Kalkalpen. Auch wird die Flyschzone von den Kalkdecken überfahren. Die Kalkdecken branden im Oligocän ans Molassemeer.« »Im Miocän wird die Molasse von dem Flysch überfahren, und es kommen in den Ostalpen die Decken zur Ruhe, während in der Schweiz noch nach dem Miocän die Decken weit über die Molasse wandern.«

Diese Sätze, in denen der Verf. seine Ansichten über den erdgeschichtlichen Verlauf der Deckenschübe zusammenfaßt, mögen hier als Inhaltsprobe der sehr interessanten Abhandlung herausgehoben sein. Wcks.

Ein sehr dankenswertes Sammelreferat über die Fortschritte der **Tatra- und Karpathen-Geologie** in den letzten Jahren von W. Goetel findet sich in den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 5. Bd. S. 105—112 (1912). Namentlich Limanowski hat eine Anzahl von Beiträgen zur Karpathengeologie geliefert und unsere Kenntnis vertieft. Besonders erwähnenswert sind die Angaben über die Transgression des Eocäns, welch letztere der wunde Punkt für die Anwendung der Deckentheorie auf die Karpathen war. Lugeon nahm an, daß das transgredierende Eocän mit der subtatrischen Decke von Süden hergeschoben sei, und auch Uhlig hat eine großartige Bewegung für das Eocän angenommen. Da das Eocän sicher transgressive Lagerung hat (nach Kuźniar), und da es über die beiden Verzweigungen der subtatrischen Masse transgrediert, diese Verzweigungen aber zur selben Zeit entstanden sind wie die Faltung der autochthonen hochtatrischen Masse, so transgrediert das Eocän über den Tatrarand in situ. Demnach ist die Tektonik des Tatragebirges voreocän, wenn auch nacheocäne Faltung nicht fehlt. Die Tatratektonik ist nach den neueren Arbeiten folgende: Der Granitkern der Tatra ist autochthon wie Pelvoux- oder Aarmassiv. Durch eine präeocäne Bewegung ist die subtatrische Serie über die autochthonen Bildungen hinübergeschoben, wobei wohl die liegende Falte in der hochtatrischen Masse entstand. Das eocäne Meer transgredierte über die fertigen Decken. Die Wurzel der subtatrischen Decke liegt wahrscheinlich in der Gegend des Grantales in Nordungarn. Was die Klippen anbetrifft, so steigen die Decken, denen sie angehören, wohl kaum aus der Tiefe empor, sondern sind wohl durch posteocänen Schub über die Tatra herübergeschoben worden. Wcks.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 145 (Blätter Freiburg, Waldenburg, Friedland und Schömberg i. Schlesien), aufgenommen von E. Dathe, E. Zimmermann und G. Berg. Berlin 1909, 1910 und 1912.

Die Lieferung stellt einen landschaftlich äußerst reizvollen, geologisch überaus mannigfaltigen und lehrreichen, volkswirtschaftlich hochbedeutsamen Streifen von Nord nach Süd quer durch die niederschlesischen Mittelsudeten dar, von deren Grenze gegen das Flachland bis an die Reichsgrenze; das österreichische Gebiet ist leer geblieben. Dieser Streifen begreift insbesondere den Nordteil der Mittelsudetischen Mulde, Teile des Katzbach- und Eulengebirges, das Waldenburger Kohlenbecken und Waldenburger Bergland einschließlich des Rabengebirges, die Liebau-Friedländer Senke, sowie Ausläufer des Adersbacher Plateaus und des Heuscheuergebirges in sich. Wegen seiner wirtschaftlichen Bedeutung als

niederschlesisches Industriegebiet und wegen der vielen Vorarbeiten, durch die es geologisch schon recht gut bekannt war, ist dies Gebiet mit zuerst von der geologischen Einzelaufnahme der niederschlesischen Gebirge angegriffen worden.

Trotzdem hat diese nunmehr vorliegende Einzelaufnahme noch vieles Neue, ja Unerwartete zutage gebracht und ältere, bis dahin ungeklärte Fragen beantwortet. Daß die Formationen von Nord nach Süd in der Reihenfolge ihres Alters aufeinander folgten, daß also insbesondere auf Blatt Freiburg die Phyllitformation und der Culm, — auf Blatt Waldenburg Culm, Obercarbon und Rotliegendes, — auf Blatt Friedland Rotliegendes und Kreide aufeinander folgten, auf Blatt Schömberg aber eine Umkehr aus der Kreide durch Rotliegendes bis ins Carbon statt hat, wußte man schon vorher. Aber die vorliegende Aufnahme konnte folgendes neu feststellen: Die Phyllitformation ist in eine untere und eine obere zu gliedern; ob sie präcambrisch ist, ist sehr zweifelhaft; ein Teil der früheren »Grünschiefers« ist wahrscheinlich zum Devon zu stellen, und in diesen Teil ist bei Freiburg ein bisher unbekanntes, obgleich weit ausgedehntes Granitvorkommen eingeschaltet, das durch seine Lagerung, seine Beschaffenheit, den Mangel eines Kontakthofes u. a. zu den allersonderbarsten gehört und weiterer Untersuchung wert ist. In dem bisher der Culmformation zugerechneten Gebiet sind an mehreren altbekannten oder neu entdeckten Fossilfundorten Versteinerungen (darunter auch massenhaft eine neue Kalkalge Sphaerocodium) gefunden worden, auf Grund deren dem Devon eine sehr viel weitere Verbreitung zugesprochen werden muß, als man bisher annahm; insbesondere muß wahrscheinlich der ganze sog. »Fürstensteiner Culmbezirk« (mit den bekannten Riesenkonglomeraten des Fürstensteiner Grundes) in das Oberdevon versetzt werden; diese Formation liegt dann hier in einer bisher aus Schlesien völlig unbekannten Ausbildung, nämlich als mächtige Folge von Konglomeraten, vor, neben denen aber auch »pelagische« Clymenienkalke und Buchiolaschiefer nicht fehlen; auch das bekannte Oberkunzendorfer Kalklager und seine geologische Stellung wird hierbei behandelt. Im eigentlichen Culm ist auffällig Neues nicht bekannt geworden, aber er ist in zahlreichen Stufen und Schichten gegliedert. Im Obercarbon werden zum ersten Male auf einer Karte die Weißsteiner Schichten (das »große flözleere Mittel«) besonders dargestellt, auch Ottweiler Schichten, die bisher nur auf dem böhmischen Muldenflügel bekannt waren, auf der Waldenburger Seite ausgeschieden. Das Rotliegende des Waldenburg-Görbersdorf-Friedland-Schömberger Berg- und Hügellandes erfährt in Karte und Text eine überaus eingehende Gliederung, die Eruptivgesteine darin (Porphyre, Porphyrite und Melaphyre) zeichnen sich durch Mannigfaltigkeit und Mächtigkeit aus. Neu und besonders abweichend von den älteren Karten ist die Ausscheidung von Zechstein und Buntsandstein zwischen Rotliegendem und Kreide, die allerdings nicht faunistisch, sondern auf petrographischer Übereinstimmung mit diesen Schichten in der Löwenberger Mulde begründet ist. Die Kreideformation (Cenoman und Turon) bietet nur unbedeutendes Neue. Das nicht bloß im Flachland, sondern bis weit mitten in das Gebirge hinein sich erstreckende Diluvium zeigt hier (bei Gottesberg-Oberhermsdorf und am Sattelwald) die höchsten Stellen (560 m!), an denen überhaupt in Deutschland nach bisheriger Kenntnis das nordische Eis seine Reste hinterlassen hat. Zum ersten Male besprochen und auf der Karte ausgeschieden wurden endlich die bisher noch kaum beachteten und doch zum Teil ganz gewaltigen Absturzmassen, die sich besonders an den steilen hohen Porphyr- und Melaphyrbergen in eigenartigen Gestalten ausdehnen.

Auch die Lagerungsverhältnisse erfahren in dem Kartenwerk und zugehörigen Text eingehende und zum Teil neue Darstellung. So wird darauf hingewiesen, daß nur die Phyllitformation Lagerungsstörungen (Faltung, Schieferung und Dynamometamorphose) solcher Art erlitten hat, wie man sie

dem varistischen Faltungsprozeß zuschreiben kann, — daß aber im »fraglichen Devon« und noch mehr im sicheren Oberdevon diese Erscheinungen zurücktreten, im Gegenteil letzteres schon Gerölle der gefalteten und geschieferten Gesteine führt, und daß der Culm nur dieselbe einfache Muldenbiegung mitmacht wie alle jüngeren Schichten der mittelsudetischen Mulde einschließlich der Kreide. Nicht auf jene große Faltung, sondern auf die Intrusion des postcarbonischen Hochwaldlakkolithen werden die beiden Spezialmulden des Waldenburger Kohlengebirges, die Hermsdorfer und Rothenbacher Mulde, zurückgeführt. — An Verwerfungen ist besonders Blatt Freiburg reich; es werden zwei Gruppen solcher unterschieden: nordwestlich streichende (darunter die »Sudetische Ostrandlinie« und die südliche Eulengebirgsrandspalte) — und ostwestliche (darunter auch jene, die die Mittelsudetische Mulde nach Nord abschneidet; beide Systeme gehen zahlreiche Verbindungen miteinander ein, hier zeigt sich gegen früher (z. B. gegen Frechs 1902 gegebene tektonische Skizze) ein großer Fortschritt in der Erkenntnis der Tektonik.

Daß die wirtschaftlich wichtigen Gegenstände, z. B. die Kohlenlager und die Salzbrunner Quellen, ebenfalls eingehend behandelt werden, sei nur noch kurz erwähnt, wie denn überhaupt schon der Umfang der Erläuterungen deren reichen Inhalt anzeigt (zu Blatt Freiburg 136, Waldenburg 146, Friedland 69, Schömberg 70 S.). Zum Schlusse sei hervorgehoben, daß allen Karten bildliche Gebirgsdurchschnitte, den Texten zahlreiche Fossillisten, 10 neue Gesteinsanalysen und die Schichtenverzeichnisse von 4 großen Tiefbohrungen beigegeben sind.

Lieferung 168 der **geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten** 1 : 25,000. 5 Blätter mit Erläuterungen, einer Übersichtskarte und 5 Lichtdrucktafeln nach Photographien. Blatt Crummesse, bearb. von C. Gagel, Blatt Nusse, bearb. von C. Gagel und J. Schlunck, Blatt Siebeneichen, bearb. von C. Gagel, Blatt Schwarzenbeck, bearb. von C. Gagel und R. Cramer, Blatt Hamwarde, bearb. von C. Gagel und J. Schlunck.

Die vorliegende Lieferung umfaßt einen Teil des holsteinischen Höhenrückens zwischen Lübeck und der Elbe, ein Gebiet, durch das sich die in mehrere Staffeln aufgelöste südliche Hauptendmoräne erstreckt. Hinter (N.) der letzten Staffel der ziemlich kompliziert aufgebauten südlichen Hauptendmoräne liegt die zugehörige große Grundmoränenlandschaft und in sie eingesenkt die Lübische Tiefebene, ein von den Schmelzwässern der nördlicher gelegenen »großen« Hauptendmoräne mit Sanden und Tonen erfülltes Staubecken. Durchbrochen wird der Höhenrücken und die südliche Hauptendmoräne von einem Hauptschmelzwasserabfluß, dem Stecknitz-Delvenautale, dessen Terrassen in der Mitte in etwa 18—20 m Meereshöhe liegen und sich nach N. und S. senken. Südlich von der südlichen Hauptendmoräne liegt ein großer tischebener Sandr., der sich von etwa 40 m nach Süden zur Elbe zu bis auf etwa 20 m, ja bis auf 15 m senkt. Aus ihm erhebt sich im SW. noch ein vielfach übersandetes Diluvialplateau von 45—50 m Meereshöhe, das nach SW. von einem mächtigen, bis 100 m ansteigenden Höhenzug begrenzt wird, der südlichen »Außenmoräne«, einer ebenfalls noch oberdiluvialen großen Endmoräne, die großenteils unmittelbar an das Elbtal stößt. Bemerkenswert ist, daß die südliche baltische Hauptendmoräne hier zum erheblichen Teil nicht von Sanden, Kiesen und Geschiebepackung, sondern von normalem oberen Geschiebemergel gebildet wird, so daß ihre Abgrenzung von dem Hinterland, der Grundmoränenlandschaft, vielfach sehr schwierig und künstlich wird; auch nach Süden zu ist ihre Grenze stellenweise nicht scharf.

Oberflächlich verbreitet sind im wesentlichen nur jungdiluviale Schichten (und Alluvionen), von denen der obere Geschiebemergel die Hauptausdehnung und zum Teil sehr erhebliche Mächtigkeiten aufweist. Unteres Diluvium kommt nur in dem Elbsteilufer

zutage und ist stellenweise erbohrt — es sind interglaziale Verwitterungszonen im älteren Diluvialsand, sehr geringe Spuren von interglazialen Torfen usw., und älterer Geschiebemergel. Das auf den Karten dargestellte Tertiär (Untereocän, Obermiocän) ist großenteils völlig sicher, zum Teil höchstwahrscheinlich, diluvial verschleppt und liegt in Form wurzelloser Schollen im oberen Diluvium; nur in den Tiefbohrungen ist das Tertiär sicher anstehend gefunden. Besonders interessant sind die plastischen schmierigen (Kolloid-)Tone des Untereocäns mit den harten Toneisensteingeoden, den Phosphoriten und den Einlagerungen vulkanischer Asche.

Aus dem rückläufigen Gefälle des eigentlichen Stecknitztales ist vielleicht auf das Ausklingen der postglazialen Senkungserscheinungen, der »Litorinasenkung« in diesem Gebiet zu schließen, wenn dieser Teil des Stecknitztales nicht subglazial angelegt gewesen ist, und die Schmelzwasser den geringen Höhenunterschied nicht mit ihrem natürlichen Druck überwunden haben. Neu erkannt ist vor allem die mächtige, auf der Übersichtskarte auch noch etwas in ihrer Fortsetzung dargestellte jungdiluviale südliche Moräne (südliche Außenmoräne), die zum Teil erheblich mächtiger ist als die sogenannte »große« baltische Endmoräne.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Lüneburg II. Auflage. 1 : 25000. Erläuterungen, 99 S. mit einer Karte 1 : 12500. 1913. Preis 2 *M*.

Die zweite Auflage des Blattes Lüneburg stellt eine nahezu vollständige Neuaufnahme dar, durch die nicht nur die Grenzlinien vielfache Veränderungen erfahren, sondern auch eine vollkommene Neugliederung des Quartärs ermöglicht wurde. Die weit überwiegende Mehrzahl der an der Oberfläche auftretenden Bildungen gehört nicht, wie in der ersten Auflage der Karte zum Ausdruck gebracht ist, der vorletzten, sondern der letzten Eiszeit an. Bildungen der vorletzten Eiszeit und des letzten Interglazials sind nur in künstlichen Aufschlüssen boobachtet. Letztere haben sowohl rücksichtlich der stratigraphischen Gliederung wie bezüglich der tektonischen Verhältnisse eine eingehende, durch zahlreiche Profildarstellungen unterstützte Beschreibung gefunden. Auch das vorquartäre Gebirge ist in der Erläuterung sehr eingehend behandelt, insbesondere haben seine Lagerungsverhältnisse eine durch ein Profil am unteren Rande der Karte unterstützte Darstellung erfahren. Außerdem ist der Erläuterung eine Karte des Stadtgebietes beigegeben, in welcher die Zechstein-, Trias- und Kreideschichten in ihrer bislang bekannten unterirdischen Verbreitung dargestellt sind.

Seit mehr als einem halben Jahrhundert gibt die Naturforschende Gesellschaft in Zürich ihr Neujahrsblatt heraus, in dem in ansprechender und verständlicher Form ein naturwissenschaftliches Thema erörtert wird. Geologische Gegenstände haben in diesen Aufsätzen stets eine hervorragende Rolle gespielt. Das neueste Heft, das 115. Stück, handelt von den **Karrenbildungen** und hat P. Arbenz zum Verfasser. Schon 1840 ist dasselbe Thema in derselben Publikationsreihe von Ferd. Keller behandelt worden, dem die Erscheinungsform der Karren bereits sehr gut bekannt war. Typische Karren sind in der Richtung des Gefälles verlaufende Rinnen. Außer ihnen gibt es noch »Kluftkarren« und »Trichter«. An ihrer Bildung nimmt außer dem Regen auch das Schneewasser teil. Die chemische Wirkung des kohlensäurehaltigen Wassers spielt die Hauptrolle bei der Entstehung der Karren; der Gletscher ist ihr Feind, ebenso die Vegetation. Allerdings schaffen die Gletscher ebene und kahle Flächen, die für die Karrenbildung günstig sind. — Besonderen Wert hat der Verf. auf die bildliche Darstellung der Karren gelegt. Die Bilder stellen sämtlich Karren im Hochgebirgskalk des Malm dar. Wcks.

L. Tübben, **Die Gefahren des Bergbaues und ihre Bekämpfung.** — Festrede zur Kaisergeburtstagsfeier der Kgl. Bergakademie zu Berlin, gehalten am 27. Januar 1913. — Berlin 1913.

In bezug auf Häufigkeit der Unfälle steht die Knappschaftsberufsgenossenschaft unter 66 Berufsgenossenschaften an 8., bei den tödlichen Unfällen sogar an 2. Stelle. An den schweren und tödlichen Unfällen sind zu 43% Stein- und Kohlenfall, zu 37% Förderung und Fahrung, 6% die Schießarbeit, zu 3% Schlagwetter- und Kohlenstaubexplosionen schuld, während Grubenbrände, Wassereinbrüche usw. nur selten Veranlassung zu Verunglückungen geben. In den Steinkohlengruben kommen viel mehr Unfälle vor als in den Braunkohlen-, Erz- und Salzbergwerken. Zur Verhütung des besonders gefährlichen Hereinbrechens von Stein- und Mineralmassen in Strecken und Abbauräume wird eine sorgfältige Verzimmerung namentlich der eigentlichen Stätten der Mineralgewinnung vorgenommen, es werden nachgiebige Grubenausbaue eingerichtet und Versatz angewandt, d. h. es werden die Abbauräume durch taube Massen oder durch eingespülte Füllmassen ausgefüllt. Auch wird an Stelle des Pfeilerbaues mehr der »Strebbau« eingeführt, d. h. es werden langgestreckte Abbaustöße eingerichtet, an denen 20 bis 50 Mann arbeiten. Auch ein gutes Geleuchte ist von Nutzen. Die hierzu jetzt verwandten Acetylen- und elektrischen Lampen können allerdings nicht dazu benutzt werden, um die Anwesenheit von Schlagwettern (Gemisch von Luft und Grubengas) festzustellen; aber die »Sicherheitslampe«, mit der man das kann, wird nur zu oft (in 70% der Fälle) zur Ursache der Schlagwetterexplosionen. Sie ist nämlich nur bei einem Luftstrom von nicht mehr als 3 m in der Sekunde sicher, und sie muß tadellos in Ordnung sein, woran es leicht mal hapert. Die Gefährlichkeit des Kohlenstaubes ist seit etwa 15 Jahren bekannt. Sie beruht auf seiner Fähigkeit, wenn fein und trocken in die Luft gewirbelt, durch die Stichflamme von Sprengschüssen oder explodierenden Gasgemischen außerordentlich schnell zu vergasen und sich explosionsartig zu entzünden. Als das zuverlässigste Mittel zur Bekämpfung dieser Gefahr hat sich das Niederschlagen des Kohlenstaubes durch Wasserberieselung erwiesen. Seit Einführung dieser Berieselung sind die tödlichen Unfälle durch Explosion auf ein Viertel ihrer früheren Zahl zurückgegangen. Das Rettungswesen für die Gruben ist heute vorzüglich ausgebildet, doch liegt im Prinzip ein Fehler. Man sollte den Bergleuten möglichst die Selbstrettung erleichtern. Das ist besser als Hilfe von außen nach Eintritt eines Unglücks.

Der sehr verständlich gehaltene Vortrag wird auch beim geologischen Lesepublikum Interesse und Beachtung finden. Wcks.

IV. Personalia.

Eduard Holzapfel †.

18. 10. 1853 — 11. 6. 1913.

(Mit Tafel XI.)

Kaum hat die deutsche Geologie den schweren Schlag, den sie durch den frühzeitigen Tod E. Kokens erlitten, einigermaßen verwunden, so hat sie schon wieder einen herben Verlust zu beklagen, das Hinscheiden E. Holzapfels. Einer der tüchtigsten und bewährtesten deutschen Geologen ist uns in ihm entrissen worden, ein Forscher aus der alten Schule, der allen phantastischen Neigungen abhold, stets darauf bedacht war, den Boden der Tatsachen nicht unter den Füßen zu verlieren.

Zu Steinheim in Westfalen als Sohn eines Rechtsanwalts geboren, verbrachte er seine Jugend- und Schulzeit in Büren, Kassel und Paderborn, woselbst er 1871

das Abiturientenexamen ablegte. Er trat darauf in das hessische Artillerieregiment Nr. 11 ein, um aber schon 1875 als Sekondeleutnant zur Reserve überzutreten und die Universität Marburg zu beziehen, wo W. Dunker und A. v. Koenen seine Hauptlehrer waren. Hier promovierte er 1878 mit einer Dissertation über die Zechsteinformation am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges.

Nach bestandenem Examen für höhere Schulamtskandidaten übernahm er 1879 eine Lehrstelle am Realgymnasium zu Düren. In diese Zeit fällt die erste Bekanntschaft des Unterzeichneten mit H., der von Düren aus mehrere Sammelreisen in die benachbarte Eifel und die Gegend von Aachen ausgeführt hatte und damals mit der Bearbeitung der Goniatitenfauna vom Martenberge (bei Adorf im Waldeckschen) beschäftigt war — eine Arbeit, die 1882 in den Paläontographicis erschienen ist.

Noch in demselben Jahre habilitierte H. sich als Dozent für Geologie, Paläontologie und Lagerstättenlehre an der technischen Hochschule zu Aachen, der er — von 1894 an als ordentlicher Professor — volle 25 Jahre angehören sollte.

Die mit dieser Stellung verbundene Aufsicht über die reichen paläontologischen Sammlungen der Stadt Aachen veranlaßte H. seine Arbeiten im alten Gebirge für einige Zeit zurückzustellen und sich dem Studium der Aachener Kreide zuzuwenden. So entstand die große, 1888 und 1889 im 35. und 36. Bande der Paläontographica erschienene Monographie der Mollusken der Aachener Kreide, in der fast 300 Spezies von Fossilien beschrieben sind und die bis auf den heutigen Tag eine Hauptquelle für unsere Kenntnis der rheinischen Oberkreide bildet.

Noch vor Ende der 80er Jahre aber wandte H. sich wieder dem Paläozoikum zu. 1888 erschien in den paläontol. Abhandlungen von Dames und Kayser seine Arbeit über die cephalopodenführenden Culmkalke von Erdbach-Breitscheid (unw. Herborn), in welcher eine ganz neue goniatitenreiche Fauna beschrieben wurde, die bemerkenswerte Beziehung zu gewissen belgischen, englischen, spanischen und amerikanischen Altkarbonfaunen erkennen läßt. Daran schloß sich 1893 seine bekannte Arbeit über das Rheintal zwischen Bingen und Lahnstein (Abh. preuß. geol. L.-Anst.) und 1894 eine zusammen mit Unterzeichnetem verfaßte, die Frucht einer mehrwöchentlichen gemeinsamen Reise nach Böhmen darstellende Abhandlung über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G und H Barrandes zum rheinischen Devon (Jahrb. geol. Reichsanst. Wien und Jahrb. geol. L.-Anst. Berlin).

In das Jahr 1895 fällt das Erscheinen einer Hauptarbeit H.s, nämlich über das Obere Mitteldevon oder die Schichten mit *Stringocephalus Burtini* und *Maeneceras terebratum* im rheinischen Gebirge. Es werden hier nicht nur mit der H. eigenen Sorgfalt und Klarheit 238 Arten von Fossilien beschrieben und abgebildet, sondern auch die geologischen Verhältnisse der Hauptfundstellen dieser Fauna in Westfalen, im Dill- und Lahngebiet, bei Wildungen, Paffrath und Aachen mit einer Sachkenntnis behandelt, die den Verf. schon damals zu einem der besten Kenner des rheinischen Schiefergebirges stempelte. Die gleiche Meisterschaft zeigt sich in dem späteren Aufsatz über die Faciesverhältnisse des rheinischen Devons (v. Koenen-Festschrift, Jahrb. f. Min. 1907).

Das Jahr 1897 bot H. eine willkommene Gelegenheit zum Besuch des internationalen Geologenkongresses zu St. Petersburg und zur Beteiligung an den großen Reisen nach dem Ural, Kaukasus und Kaspisee. Es war das die einzige große Reise, die der Verblichene ausgeführt hat. Ein gewisser Hang zur Bequemlichkeit ließ ihn im allgemeinen solche weite Reisen meiden. Um so mehr liebte er kleine, namentlich zu Sammelzwecken unternommene Reisen, und auf solchen hat er wiederholt ganze Wochen auswärts zugebracht.

Die in Petersburg angeknüpften Beziehungen zu russischen Fachgelehrten, namentlich zu Tschernyschew, führten zu der 1899 (Mém. d. russ. geol. Comité) erschienenen Abhandlung über die Cephalopoden der altoberdevonischen Domanikschiefer des Petschoralandes. Im Jahre 1900 veranlaßte die Tagung der deutschen

Naturforscher und Ärzte zu Aachen zwei auch für weitere Kreise interessante Arbeiten H.s, nämlich über die topographischen und geologischen Verhältnisse der Gegend von Aachen, und über den Zusammenhang und die Ausdehnung der deutschen Steinkohlenfelder. In ähnlicher Weise hat 1891 eine von H. veranlaßte Zusammenkunft der belgischen Geolog. Gesellschaft in Düsseldorf und Iserlohn einen bemerkenswerten Bericht über die devonisch-karbonischen Ablagerungen jenes Gebietes (Ann. soc. géol. Belge, 1902) hervorgerufen.

Schon seit Ende der achtziger Jahre hatte H. Aufnahmearbeiten für die preuß. Geolog. Landesanstalt in Angriff genommen. Diese Arbeiten bewegten sich im Rheintal zwischen Caub und Lahnstein, im unteren Lahngebiete (Wetzlar—Weilburg) und bei Aachen. Die in der ersten Hälfte der neunziger Jahre herausgegebenen Blätter Dachsenhausen und St. Goarshausen sind von H. allein, die Blätter Algenroth und Caub in Gemeinschaft mit Prof. Leppla bearbeitet worden. Später hat H. sich ganz auf die Kartierung der Aachener Gegend beschränkt, der er den größten Teil der Herbstferien, häufig auch die Osterferien zu widmen pflegte. Ein erstes Ergebnis dieser Arbeiten war die 1910 (Abh. pr. geol. L.-A.) erschienene Abhandlung über die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen, aus deren reichem Inhalt hier nur der Nachweis des jugendlichen Alters der großen Querstörungen (Sandgewand, Münstergewand usw.) der Aachener Gegend hervorgehoben sei, die auch das Diluvium verwerfen und deren Bildung noch heute nicht abgeschlossen ist. Die Hauptfrucht der langjährigen Arbeiten H.s im fraglichen Gebiete aber stellen die 1911 erschienenen 6 Blätter Aachen, Stolberg, Herzogenrath, Eschweiler, Düren und Lendersdorf dar, die wohl zu den besten von der geol. Landelanstalt veröffentlichten Kartenarbeiten gehören. Etwas ganz Neues war hier der Nachweis einer mächtigen pliocänen Braunkohlenformation mit Flözen von 20—50 m Mächtigkeit.

1907 ging H. als Nachfolger W. Beneckes an die Universität Straßburg. Er folgte diesem Rufe mit Freude und großen Hoffnungen. Diese erschienen um so berechtigter, als ihm, der bis dahin allein durchs Leben gegangen war, erst wenige Zeit zuvor ein spätes Eheglück zuteil geworden war. Leider aber sollten diese Hoffnungen sich nicht erfüllen. Bald nach seiner Übersiedelung nach Straßburg verlor er seine Frau durch einen jähen Unglücksfall, und nicht lange darauf begann der kräftige, bis dahin so gesunde Mann, der neben der Geologie nur noch eine Leidenschaft, die zum soldatischen Berufe kannte — hat er es doch in diesem zum Hauptmann der Reserve gebracht — zu kränkeln. Von einer längeren Exkursion zu Ostern 1912 kehrte er so schwerkrank nach Straßburg zurück, daß er den ganzen Sommer über in Kliniken und Sanatorien zubringen mußte. Im Herbst besserte sich zwar sein Zustand in überraschender Weise so, daß er im Winter wieder zu lesen vermochte; allein im Frühjahr dieses Jahres kehrte die tückische Krankheit, eine Tuberkulose des Gehirns und der Atmungsorgane, mit erneuter Kraft zurück, um bald zum Tode zu führen.

So ist noch vor vollendetem 60. Jahre ein Leben zu Ende gegangen, das voller Mühe und Arbeit, aber sicherlich auch reich an aus der Arbeit fließender Befriedigung gewesen ist. An äußerer Anerkennung hat es dem Verblichenen nicht gefehlt. Er war Ehrenmitglied verschiedener in- und ausländischer naturforschender Gesellschaften, und zu Anfang dieses Jahres wurde er als stellvertretender Vorsitzender in den Vorstand der Geolog. Vereinigung gewählt. Das beste Denkmal hat er sich freilich selbst durch seine zahlreichen ausgezeichneten Arbeiten gesetzt. Seine vielen Freunde und Schüler aber werden ihm stets ein ehrendes Andenken bewahren, als einem liebenswürdigen und in allen Lebenslagen als durchaus zuverlässig bewährten Manne.

E. Kayser.

Berichtigung: Wie uns Herr Prof. P. G. Krause mitteilt, besteht eine Professur für Chemie und Mineralogie an der Forstakademie Eberswalde weiter, nur ist ein Lehrauftrag für Geologie und Paläontologie von ihr abgezweigt. Dieser Lehrauftrag ist dem bisherigen Privatdozenten an der Forstakademie Landesgeologen Prof. Dr. P. G. Krause übertragen worden.

Ernannt sind: Die ao. Professoren der Geographie Dr. G. Braun-Basel und Dr. W. Volz-Erlangen zu ord. Professoren; der Priv.-Doz. der Mineralogie a. d. Böhm. Universität in Prag, Prof. Dr. F. Slavik zum ao. Professor daselbst; der Priv.-Doz. der Geographie Dr. L. Mecking-Göttingen zum ao. Professor in Kiel; der ord. Prof. der Geologie an der Universität Leipzig Dr. H. Stille zum o. Professor in Göttingen; der außeretatsmäßige Geologe an der Geol. Landesanstalt in Berlin Dr. Th. Schmierer zum Bezirksgeologen; an derselben Anstalt zu Sammlungskustoden der Bezirksgeolog Dr. E. Picard und der Assistent Dr. W. Gothan; der Geologe Dr. G. S. Corstorphine zum Prof. f. prakt. Geologie und Direktor der School of Mines in Johannisburg; der o. Prof. der Geographie a. d. Universität Berlin Geh. R. Dr. A. Penck zum korresp. Mitglied der Sektion f. Geographie der Akad. d. Wissenschaften in Paris.

Berufen ist der ord. Prof. der Geologie in Heidelberg, Dr. W. Salomon, der vor einigen Monaten einen Ruf als o. Prof. der Geologie und Mineralogie an die Technische Hochschule in Hannover abgelehnt hatte, als Direktor der Kgl. sächsischen geologischen Landesanstalt und ord. Prof. d. Geol. nach Leipzig. Derselbe wird dem Rufe nicht Folge leisten. — Der Inhaber der Haeckelprofessur für Geologie und Paläontologie an der Universität Jena Dr. Otto Wilckens wird einem Ruf als ord. Professor und Nachfolger E. Holzapfels nach Straßburg Folge leisten.

Verliehen ist dem Privatdozenten der Geologie an d. Universität Bonn, Dr. Wanner der Titel Professor; dem Prof. Hibsch in Tetschen die silberne Leibnizmedaille für seine geologischen Arbeiten im böhmischen Mittelgebirge.

Habilitiert hat sich an der Universität Leipzig Dr. E. Scheu für Geographie; an der Universität Berlin Dr. Hennig für Geologie und Paläontologie.

Gestorben sind: am 2. Mai in Wien der ao. Prof. der Paläontologie a. d. Techn. Hochschule in Wien Dr. E. A. L. Kittl; am 6. Mai der dänische Geologe Prof. Dr. K. J. V. Steenstrup in Kopenhagen; Anfang Mai in Paris der Geologe Dr. L. Pervinquière; am 11. Juni der ord. Professor der Geologie an der Universität Straßburg Dr. E. Holzapfel (s. o.); am 22. Juli der emeritierte o. Prof. d. Geol. an der Leipziger Universität Dr. Herm. Credner, ehemaliger Direktor der sächs. geologischen Landesanstalt und Verfasser der »Elemente der Geologie«.

Auf der diesjährigen Tagung der Internationalen Vereinigung der Akademien der Wissenschaften in St. Petersburg sind Zeitungsnachrichten zufolge Schritte zur Bildung einer selbständigen Körperschaft für Vulkanforschung getan. Einem vorbereitenden Ausschuß gehören u. a. die Professoren Branca-Berlin und Königsberger-Heidelberg an.

V. Geologische Vereinigung.

Beiträge zur Geochemie.

Von **R. Ed. Liesegang.**

Vortrag gehalten in der Ortsgruppe der Geologischen Vereinigung zu Frankfurt am Main am 8. Mai 1913.

Inhalt: Der Mangangehalt einiger Gewässer. — Zum Problem der Verkittung und Konzentrierung. — Braunsteinbänderung im Sande. — Ortsteine. — Die Wurzelröhren des Münzenberger Sandsteins. — Zum Problem der Klimata geologischer Epochen. — Eine Pseudoverwerfung. — Zur Petrographie von Ornö Hufvud. — Bleibaum in Kieselsäuregallerte. — Schwefelkieskristalle in Achaten. — Die jüngeren Quarzite des Siebengebirges als Äquivalent des Litorinellenkalkes des Mainzer Beckens.

1. Im hygienischen Institut der Stadt Frankfurt arbeiten Dr. Tillmans und Heublein über die Beseitigung von Mangan aus Gewässern. Grund genug ist dazu vorhanden. Denn ein in Breslau für 5 Millionen neu errichtetes Wasserwerk mußte wegen Zutritts allzugroßer Manganmengen den Betrieb einstellen. Flecken auf der Wäsche, Störungen in den Brauereien u. a. wären sonst nicht ausgeblieben.

Von ziemlicher Bedeutung für die Probleme der Verkittung und Konzentrierung sind die Beseitigungsmethoden. Dresden, welches mit 0,5 mg Mangan im Liter zu tun hat, wendet mit sehr gutem Erfolg manganspeichernde Algen an. Man glaubt, dieses dort auf vitale Betätigungen zurückführen zu können. Es ist aber etwas zu bezweifeln, ob letztere allein in Betracht kommen. Nach den von H. Molisch begründeten Anschauungen besteht nämlich das Vitale hier sowohl, wie auch bei der Speicherung von Kalk und Eisen darin, daß diese Pflanzen die Assimilationskohlensäure den betreffenden Bicarbonaten entnehmen. Die unlöslichen Monocarbonate scheiden sich dann aus. Hierzu ist Lichtwirkung durchaus nötig, und wenn die Entmanganungsanlage in Dresden ständig funktioniert, muß noch eine nichtvitale Arbeit hinzukommen. Die von Breslau versuchte und von Tillmans weiter studierte Methode stützen die letztere Ansicht. Hier wird gewissermaßen der Teufel mit Beelzebub ausgetrieben: Man filtriert durch braunsteinhaltigen Sand, also durch Material, welches gerade das enthält, was man entfernen will. (Es erinnert dies an einen Kunstgriff der Metallurgie: Enthält Blei nur sehr wenig Silber, so läßt sich dieses mit den gewöhnlichen Verfahren nicht entziehen. Man gibt mehr Silber zu und kann nun das gesamte Silber herausholen.) Aufgeklärt ist der Vorgang noch nicht. Vielleicht handelt es sich um irgendwelche Keimwirkungen, also um einen hauptsächlich physikalischen Vorgang. Jedenfalls ist es für die Geodynamik außerordentlich beachtenswert, daß zuweilen die bloße Anwesenheit eines Stoffes Anlaß zur Fällung des gleichen sein kann. Diese Entfernung des Mangans aus dem Wasser bedeutet natürlich bei der Betrachtung aus der anderen Perspektive eine Speicherung in der Sandschicht, die zur vollkommenen Verkittung führen kann. — Es sei nur nebenbei bemerkt, daß Breslau bei dem Gehalt von 2 mg pro Liter wegen Anhäufung allzu großer Schlammassen mit diesem Verfahren nicht durchkam.

2. Auf Veranlassung von Prof. Neisser versuchte Tillmans, braunsteinhaltige Sandfilter nach der Diffusionsmethode herzustellen. Sand wurde mit schwefel-

saurem Manganoxydul und Wasserstoffsuperoxyd gemischt, in ein hohes Glasgefäß gefüllt und Ammoniak darüber geschichtet. Letzterer drang langsam in die Tiefe und fällte das Mangansalz. Aber nicht in der erwarteten homogenen Form. Vielmehr wechselten sehr stark braunsteinhaltige Zonen mit solchen ob, welche fast frei davon waren. Daß es sich dabei um die zur Theorie der Achatentstehung herbeigezogenen rhythmischen Fällungen handele, konnte durch entsprechende Versuche mit Gelatinegallerten zweifellos nachgewiesen werden. Das Auftreten der Braunsteinbänderung im Sande ist nicht weniger interessant durch das neue Medium, wie durch die (für die bisherigen Experimente) ungewöhnliche Breite und die Abstände der einzelnen Lagen. Diese waren in der Größenordnung eines Dezimeters.

3. Etwas Analoges wird auch bei der Fällung von Eisenhydroxyd im Sande möglich sein. Eigene Experimente hatten allerdings bisher andere Phänomene auftreten lassen, weil die Versuchsbedingungen etwas anderes gewählt worden waren. In den vorgelegten Sandmassen hatte sich eine sehr feste dünne Lage von Eisenhydroxyd in einiger Entfernung unter der Oberfläche abgelagert. Dasselbe zeigte sich bei Kupfercarbonat. Hier war das Alkalihydroxyd oder -carbonat von unten nach oben, ein lösliches Metallsalz in der umgekehrten Richtung in den feuchten Sand gedrungen und hatten sich etwa in der Mitte getroffen und die Niederschlagsmembran gegeben. Es entstehen nicht mehrfache Bänder, sondern ein einziges, welches mehr oder weniger undurchlässig ist. Die Niederschlagsbildung kann nur, ähnlich wie bei Grabers Experimenten, nach Art der Traubeschen Zellen räumlich weiter fortschreiten. Die Ähnlichkeit mit den Ortsteinen ist groß.

4. Eine natürliche rhythmische Fällung von Eisenhydroxyd im Sand liegt in den konzentrischen Gebilden im Münzenberger Sandstein vor. In der tonig-quarzigen Bank sind die Wurzelröhren mit zahlreichen Kreisen von Hämatit umgeben, welche an Regelmäßigkeit den Bänderungen der Achate nicht nachstehen. Auch parallel zu einer Anzahl von Spalten laufen diese Bänder und interferieren dann mit den erstgenannten. Andere Spalten, die erst später entstanden sein können, da sie die Bänderung ohne weitere Störung durchsetzen, sind davon frei.

Als A. Plank 1910 darüber berichtete[1]), war die Anwendung des Prinzips der rhythmischen Fällungen auf geologische Vorkommen noch nicht geläufig. Deshalb glaubte er noch, das Phänomen auf Oberflächenspannungen der eindringenden Lösungen zurückführen zu können. Ob wirklich eisenhaltige Lösungen von außen eingedrungen, wie Plank meinte, oder ob das Eisen in der Oxydulform im tonigen Sande vorhanden gewesen und dann durch die von den Wurzellöchern und ersten Spalten aus eindringenden Atmosphärilien oxydiert worden sei, konnte a priori nicht entschieden werden. Denn nach beiden Methoden konnten die Bänderungen entstehen. Die Unwirksamkeit der späteren Spalten konnte jedoch als eine Stütze für letztere Ansicht angeführt werden. Noch beweisender hierfür waren aber einige Steine, die zum Teil zum Bau des Bahnhofs Münzenberg verwendet worden sind. Die Wurzelröhren sind hier mit Hämatit gefüllt. Um sie herum zieht sich ein ganz heller Hof: Der Sandstein ist hier eisenfrei. Jenseits des Hofes ist der Stein gleichmäßig schwach rosa gefärbt. Wären eisenhaltige Gewässer von den Röhren aus eingedrungen, so könnte der breite weiße Hof nicht vorhanden sein. Hier liegt vielmehr eine Lateralsekretion vor: Der eindringende Sauerstoff war in einer zu geringen Konzentration vorhanden, und deshalb wanderte die Eisenverbindung teilweise aus dem Gestein heraus: Die Fällung fand exogen statt.

Wenn an einzelnen Stellen in Münzenberg die Bänderung nicht auftritt, sondern der Hämatit in geschlossener Form im Sande abgelagert ist, so sind diese weniger dekorativen Stücke deshalb interessant, weil sie sich ebenso zum gebänderten verhalten, wie einige Jaspisarten zum Achat. Eine etwas zu hohe Konzentration der Reagenzien verhinderte hier die Periodizität der Fällung.

[1]) A. Plank, Petrogr. Studien über tertiäre Sandsteine und Quarzite. Dissert. Gießen 1910.

5. Diese Besprechung der späten Wirksamkeit der Wurzelröhren tertiärer Bäume möge überleiten zu einigen Worten über das Problem der Klimata geologischer Epochen. Eine soeben erschienene Schrift von E. KÜSTER[1]) scheint nämlich zu zeigen, daß selbst hier Betrachtungen aus der physikalisch-chemischen Perspektive nicht ganz ausgeschlossen sind. Von ihm selber, und ebenso von G. KLEBS[2]) sind allerdings die nachfolgenden Konsequenzen noch nicht gezogen worden.

Daß ein Fehlen von Jahresringen bei vortertiären Bäumen nicht auf ein gleichmäßiges Klima hinzuweisen brauche, war schon anerkannt worden. Nun können aber aus den genannten Arbeiten auch Zweifel erwachsen, ob der GOTHANsche Schluß auf ein wechselndes Klima aus dem Vorhandensein von Jahresringen immer berechtigt sei. Als KLEBS einige unserer Bäume mit jährlichem Laubfall in ein vollkommen gleichbleibendes Klima brachte, erhielt sich dieser Rhythmus, obgleich der äußere Anlaß nun fehlte. KLEBS zögerte allerdings noch, einen »inneren Rhythmus« in diesen Bäumen anzunehmen, wie er durch ein Ruhebedürfnis veranlaßt sein könnte. Er nimmt vielmehr für seinen Versuchsort, nämlich West-Java, einen jährlichen Wechsel in der Nährsalzzufuhr im Boden an. Da er nebenbei jedoch berichtet, daß von den einheimischen Bäumen direkt nebeneinander ein Exemplar in Sommertracht, das andere in Wintertracht steht, und daß es nach einem halben Jahr umgekehrt sei, ist diese Erklärung wenig wahrscheinlich.

Gewöhnlich wird von der Beibehaltung solcher Periodizitäten gesagt: Die Organismen haben sich allmählich daran gewöhnt. Aber was ist der Mechanismus oder Chemismus dieser »Gewöhnung«? — Vielleicht regt die Arbeit KÜSTERS einmal zur Beantwortung dieser Frage an. Vorläufig vergleicht er die Jahresringbildung allerdings noch direkt mit jenen Phänomenen, welche zur Erklärung der Achatentstehung herbeigezogen worden waren, obgleich beim Baum die Bänderung nicht epigenetisch, sondern syngenetisch mit dem Aufbau des Materials erfolgt. Erst einige spätere Experimente und Überlegungen[3]) ließen erkennen, daß letzteres auch im Anorganischen möglich, und daß ein präexistierendes gallertiges Milieu dazu nicht unbedingt notwendig sei. Geht man auf Grund derselben in beiden Fällen bis zum inneren Rhythmus zurück, so sind allerdings KÜSTERS Studien von großer Bedeutung für das Jahresringproblem.

Schon jetzt kann er sagen, »daß die Jahresringe keineswegs unbedingt als Reaktionen des Organismus auf einen äußeren Rhythmus angesprochen werden müssen und auch sie vielleicht einem inneren Rhythmus ihre Entstehung verdanken. Daß ich unter solchem inneren Rhythmus weder den Ausdruck eines fast mystischen Zwanges des Protoplasmas zu rhythmischer Betätigung noch den irgendwelcher geheimnisvoll waltender Kräfte des lebenden Zellinhalts verstehe, sondern lediglich die Reaktion der Zellen auf wechselnde Bedingungen, die aber nicht von außen her wirken, sondern in dem uns interessierenden Organ selbst ihren Sitz haben, und deren Rhythmik vermutlich in ähnlich einfacher Weise zustande kommt, wie die Bedingungen zur lokalisierten Silberchromatfällung in unseren Gallertscheiben, wird nach allem früher Gesagten wohl bereits hinreichend klar sein.« Und er fügt hinzu: »So weit ich das bisher geförderte Tatsachenmaterial übersehe, läßt sich zurzeit nicht einmal entscheiden, welche von beiden Möglichkeiten — von außen induzierter oder innerer Rhythmus — als die wahrscheinlichere bezeichnet zu werden verdient.«

[1]) E. KÜSTER, Über Zonenbildung in kolloidalen Medien. (Beitr. zur entwicklungsmechanischen Anatomie d. Pflanzen. Heft I.) Jena 1913.

[2]) G. KLEBS, Über die Rhythmik in der Entwicklung der Pflanzen. Sitz.-Ber. Heidelberger Akad., Math.-nat. Kl. 1911. 23. Abh. — G. KLEBS, Über die periodischen Erscheinungen tropischer Pflanzen. Biol. Zentrbl. 32. p. 257. 1912.

[3]) R. ED. LIESEGANG, Über schalig-disperse Systeme. II. Kolloid-Zeitschr. XII. Heft 5. (1913).

Darüber, daß in unserem Klima eine Beeinflussung durch die Jahreszeiten vorhanden ist, braucht natürlich kein weiteres Wort verloren zu werden. Sollte sich bei der weiteren Forschung der innere Rhythmus als der wichtigere erweisen, so könnte man daran denken, daß nach den darwinistischen Prinzipien nur diejenigen Laubbäume sich erhielten, welche ihren inneren Rhythmus dem äußeren anzupassen vermochten.

6. Küster stützt seine Ansichten zum Teil auch auf Beobachtungen, welche er bei der Auskristallisation von Salzen in einem gallertigen Milieu machte. Besonders Trinatriumphosphat gab dabei sehr regelmäßige Bänderungen. — Als Kuriosum sei nebenbei eine primäre »Verwerfung« erwähnt, welche er bei diesen Versuchen erhielt. Bei dieser paradoxen Sache handelt es ich darum, daß die einzelnen Kristallbänder nicht durchlaufen, sondern einen Sprung und dort eine scheinbare Verschiebung zeigen. Die Ähnlichkeit mit dem echten, d. h. epigenetischen Verwerfungen ist eine ganz auffallende.

Eine chemische Reaktion ist also durchaus nicht notwendig für die Entstehung achatähnlicher Bänderungen. Beginnt die salzhaltige Schicht vom Rande an zu trocknen, so treten Wanderungen des Salzes und Übersättigungserscheinungen ein, d. h. die beiden Vorbedingungen für den rhythmischen Übergang in den festen Zustand[1]).

Das gleiche ist auch der Fall bei der einseitig fortschreitenden Abkühlung eines Schmelzflusses. Und dies gibt vielleicht eine Erklärung für die von A. G. Högbom[2]) beschriebene eigenartige Struktur des Diorits der Scheereninsel Ornö Hufvud.

Schon in seiner Publikation rechnete er damit, daß die wundervolle periphere Bänderung »der Magmagesteine hier eine primäre, schon während der Verfestigung derselben entstandene Eigenschaft ist«. Bezüglich der folgenden Details seiner Vorstellung betonte er aber, daß sie »nicht mehr als einen ganz hypothetischen Wert« hätten. Er hielt es nämlich für »nicht undenkbar, daß in einem sich langsam verfestigenden Magma, welches sich unter ungleichförmig wirkenden Druckkräften ausgesetzt befindet, eine Schieferung entstehen kann, die denselben Charakter hat, wie die in großen Tiefen unter einseitigem Druck sich entwickelnde Kristallisationsschiefrigkeit. Es läßt sich denken, daß zentrale Nachschübe von Magma auf die sich schon verfestigenden peripherischen Teile des Massivs eine einseitige Druckwirkung ausüben können, die bei den Gesteinen der Grenzzone Kristallisationsschiefrigkeit hervorbringt, wie sie auch die protomorphe Granulierung als eine Art Kontaktmetamorphose hervorgerufen haben kann«.

Eine spätere Zuschrift an den Referenten berichtet darüber, daß Högbom mit seinen Kollegen wohl über die Möglichkeit der rhythmischen Ausscheidung diskutiert, daß ihn aber die ungewöhnlich große Ausdehnung des Phänomens gehindert habe, diese Erklärung anzuwenden.

In Wirklichkeit spricht aber letzteres nicht gegen diese Möglichkeit. Besonders die Langsamkeit der Abkühlung des Magmas begünstigt die Diffusionen und die Unterkühlungen. Die zuvor genannten Experimente von Tillmans vermindern außerdem die Bedenken, welche in bezug auf die Weite der Bänderung vorhanden gewesen sein könnten. Und schließlich kann darauf hingewiesen werden, daß J. Lorié[3]) ungewöhnlich große konzentrische Eisenpigmentbänderungen in Tonen beschrieben hat, welche sonst aber vollkommen mit den bekannten kleineren übereinstimmen, so daß kein Unterschied in der Genese angenommen zu werden braucht.

[1]) R. Ed. Liesegang, Trocknungserscheinungen bei Gelen. Gedenkboek van Bemmelen. 1910, p. 33.

[2]) A. G. Högbom, Zur Petrographie von Ornö Hufvud. Bull. of the Geol. Instit. of Upsala. X. p. 149. (1910).

[3]) J. Lorié, La stratigraphie des argilles de la campine belge et du Limbourg néerlandais. Bull. Soc. Belge de Géol. XXI. p. 531. (1908).

7. Ein von A. Simon[1]) in London übersandtes Präparat zeigte einen Bleibaum in einer Kieselsäuregallerte. Er war nach der gewöhnlichen Methode erzeugt, nur war das Medium keine leichtbewegliche Flüssigkeit, sondern eine sehr feste Kieselsäuregallerte.

Man wird vielleicht hierdurch einen Aufschluß über die Entstehung der dendritischen Gebilde in den Moosachaten erhalten können. Denn daß in diesen ebenfalls die Kieselsäure in einer wasserhaltigen gallertigen Form vorhanden war, ist sehr wahrscheinlich.

8. Das häufige Vorkommen wohlausgebildeter Schwefelkieskristalle in Achaten vom Steinkaulenberg bei Idar kann vorläufig nur deskriptiv behandelt werden. Sie sitzen, regellos zerstreut, mitten in den gebänderten Partien. Eine Beeinflussung der Bänderung durch sie ist nicht vorhanden.

9. »Die Abscheidung der Kieselsäure durch Calciumcarbonat entbehrt noch jeglicher Stütze durch das Experiment«, sagte A. Plank in seiner Dissertation über Münzenberg, als er die dortigen Quarzite behandelte und den Satz G. Steinmanns[2]) von den jüngeren Quarziten des Siebengebirges als Äquivalent der Litorinellenkalke des Mainzer Beckens erwähnte. Tatsächlich mußte eine derartige Substitution einem Chemiker bisher höchst unwahrscheinlich vorkommen. Und doch ist sie möglich. Man darf allerdings nicht rein chemisch und nicht chemisch rein arbeiten.

Daß kolloide Kieselsäurelösungen in der Natur eine große Rolle spielen, ist eine seit langem bekannte Tatsache. Der Chemiker, welcher ihr Verhalten durch Experimente aufklären wollte, hat fast immer zuerst die Verunreinigungen durch Dialyse möglichst aus ihnen entfernt und dann mit den Versuchen begonnen. Tut man dies nicht, sondern läßt man den kleinen Säureüberschuß, welcher bei der Bereitung zugegen sein muß, in der Lösung, so erhält man beim Überschichten von Calcit oder Aragonit damit folgendes Resultat:

Aus der nächsten Umgebung des Carbonatstücks zieht auf dem Diffusionswege etwas von der benutzten Säure, z. B. Salzsäure zu diesem hin und wird neutralisiert. In dieser Region wird die kolloide Kieselsäurelösung durch den Säureentzug weniger stabil und scheidet sich in Gallertform aus. Diese Reaktion schreitet unter allmählicher Beseitigung des Kalkes immer weiter fort.

Der Schritt von der Kieselsäuregallerte zum Quarzit ist durchaus nicht weit. Besonders dann, wenn die Gallerte zerbröckelt und gepreßt wird, kann man in längerer Zeit selbst im Laboratoriumsversuch auffallend gut zusammenhaltende Gebilde erhalten, welche Vorstufen eines Quarzits sein könnten.

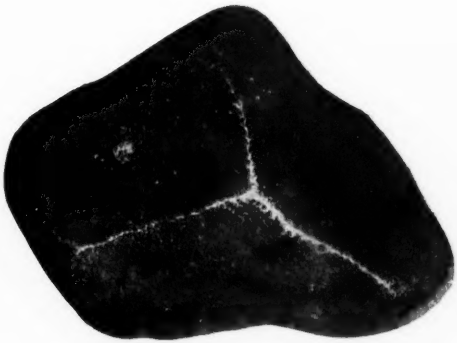
In der Diskussion erwähnte Prof. Schauf das Vorhandensein einer vollkommen verkieselten Litorinellenbank im Main bei Frankfurt.

[1]) A. Simon, Bleibaum in Kieselsäuregel. Kolloid-Zeitschr. XII. p. 171. (1913).

[2]) G. Steinmann, Über die Beziehungen zwischen der niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. Ber. Niederrhein. Geol. Verein 1907.

Mitteilung.

Die Geologische Vereinigung hat den im vorigen Jahrgang der G. R. erschienenen »Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern« in ergänzter und erweiterter Form separat abziehen lassen. Derselbe ist im Verlag der Firma Max Weg, Leipzig, Königstr. 3, erschienen und von derselben für 2.— *M.* zu beziehen. Wir bitten, dies Unternehmen der G. V. zu unterstützen. Der Führer ist für jeden Freund der alpinen Geologie von Interesse und Nutzen.



Eduard Holzapfel

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Über die Wärmeleitung der Gesteine und deren Einfluß auf die Temperatur in der Tiefe.

Von **Joh. Koenigsberger.**

Der Einfluß der Wärmeleitung von Gesteinen auf die Temperatur in der Tiefe ist schon oft diskutiert worden. Die Ausführungen von E. Schulz[1]) veranlassen mich, auf diese Frage wieder zurückzukommen. Die verschiedene Wärmeleitfähigkeit der Gesteine muß, wie die Theorie der Wärmeleitung zeigt, die Temperatur in der Tiefe beeinflussen. Wie stark aber dieser Einfluß ist, hängt erstens von der Größe der Unterschiede in der Wärmeleitfähigkeit, zweitens von den Begrenzungen und den Mächtigkeiten der verschiedenen Gesteine ab.

Für die Vergleichung der Wärmeleitung verschiedener Gesteine und Mineralien kann man nicht irgendeine Tabelle mit den Bestimmungen der absoluten Wärmeleitfähigkeit verwenden. Das wurde schon früher gezeigt[2]); hier seien, um das zu beweisen, nur einige Werte von guten Beobachtern gegeben.

Material	λ (k)	Beobachter
Marmor	0,0071	Lees
»	0,0082	G. Stadler
»	0,0050	Peirce und Wilson
»	0,0048	Hecht
Granit	0,00041	R. Weber
»	0,0076 bis 0,0097	G. Stadler

Aus den obigen Zahlen läßt sich daher nach Belieben folgern, daß Marmor viel besser als Granit leitet, oder das Umgekehrte. Man darf also nicht die Zahlen aus irgend einer Tabelle entnehmen, sondern man muß entweder nur Zahlen vergleichen, die ein Autor nach einer Methode erhalten hat, oder selbst nach einer Methode Messungen anstellen, wie wir das getan haben, oder versuchen, sehr kritisch mit eingehender Kenntnis der Methoden die Zahlen zu sichten. Wir wollen zunächst erörtern, wie es sich mit der Leitfähigkeit der einzelnen Mineralien verhält. Quarz hat,

[1]) E. Schulz, Geol. Rundsch. 4, p. 132, Anm. 3. 1913.
[2]) Zentralbl. f. Miner. 1907, p. 200.

wie aus den neuesten besten Bestimmungen von A. Eucken[1]) folgt, parallel zur Achse bei 30° λ = 0,0294, senkrecht zur Achse λ = 0,0156. Für Kalkspat ergibt sich im Mittel von parallel und senkrecht zur Achse aus den neuesten besten Bestimmungen von Eucken und Ch. Lees im Mittel 0,010; für Marmor nach den neuesten besten Bestimmungen in Übereinstimmung mit den Messungen von H. Goelz und dem Verf. λ = etwa $5 - 7 \cdot 10^{-3}$. Wie Eucken[1]) gezeigt hat, und auch schon aus den Messungen von Lees[2]) zu ersehen war, besitzen die einheitlichen Krystalle ein größeres Wärmeleitungsvermögen mit einer anderen Temperaturabhängigkeit, als die aus denselben Mineralien bestehenden, aber diese in feinen Körnern enthaltenden Gesteine. Bei einem Gestein, das nahezu aus reinem Quarz besteht, wird die Wärmeleitfähigkeit aus zwei Gründen kleiner sein, als die an einem einheitlichen Krystall gemessenen Werte, 1. weil überhaupt Trennungsflächen zwischen den einzelnen Mineralkörnern vorhanden sind, 2. weil zwischen diesen bei den Laboratoriumsversuchen sich häufig noch Luft befindet. Die Luftzwischenräume verkleinern aber ganz wesentlich die Wärmeleitfähigkeit der trockenen Gesteine; denn die Luft ist ein sehr schlechter Wärmeleiter. So ist z. B. von G. Stadler für einen wenig dichten trockenen Molassesandstein λ = 0,0034, für einen dichten trockenen Sandstein λ = 0,00814 gefunden worden, während nach neueren Messungen von B. Hecht[3]) normaler, trockener Sandstein etwa λ = 0,0050 besitzt. Wenn ein poröses Gestein, das Luft enthält, mit Wasser angefeuchtet wird, so nimmt seine Wärmeleitfähigkeit sehr erheblich, unter Umständen bis auf das Doppelte und Dreifache zu[4]). Da nun in der Natur die Gesteine in nicht allzugroßer Tiefe bergfeucht zu sein pflegen, muß man bei Messungen die Gesteine in feuchtem Zustand miteinander vergleichen. Unter diesen Bedingungen zeigen, wie wir nach der zuverlässigen Methode von W. Voigt gemessen haben[5]), normaler Granit, Gneis (im Mittel) und Kalk, sowie Marmor praktisch nahezu das gleiche Wärmeleitungsvermögen.

Sandsteine und Quarzite spielen in den von Tunnels durchquerten Gebirgen der Alpen nur eine untergeordnete Bedeutung; daher haben wir diese nicht mit untersucht. Jedenfalls ist die Bemerkung von Herrn E. Schulz nicht zutreffend, daß die verschiedene Wärmeleitfähigkeit der Gesteine in den Alpen für die Tiefenstufe von wesentlicher Bedeutung sein muß.

Der Einfluß des Wassers als Bergfeuchtigkeit muß ferner nach dem

[1]) A. Eucken, Ann. d. Phys. [4] 34, p. 215, 1911.

[2]) Ch. Lees, Phil. Trans. Roy. Soc. London, 204, p. 433, 1905.

[3]) Literatur vgl. Handbuch d. Physik, her. von Winkelmann, Artikel Wärmeleitung von L. Graetz, Leipzig 1906.

[4]) Vgl. die Messungen von Herschel und Lebour bei J. Prestwich, Proceed. R. Soc. London 1886. Nr. 246.

[5]) Messungen von H. Goelz, bei J. Koenigsberger und M. Mühlberg, N. Jahrb. f. Min. Blbd. 31, p. 141. 1911.

oben Gesagten ausgleichend zwischen porösen und weniger porösen Gesteinen wirken, weil an Stelle der schlecht leitenden Luft das weit (100 mal) besser leitende Wasser tritt.

Daß parallel geschichtete Gesteine eine mit der Richtung verschiedene Wärmeleitfähigkeit besitzen, ist von viel größerer Bedeutung, obgleich auch hier, wie wir direkt durch Versuche nach der Methode von SÉNARMONT zeigten, die Bergfeuchtigkeit die Unterschiede wesentlich verringert.

Eine andere Frage wäre die, ob ganz dichte Quarzgesteine eine wesentlich größere Wärmeleitfähigkeit, als die anderen Gesteine besitzen. Das dies bezüglich der gewöhnlichen Sandsteine nicht der Fall ist, folgt aus den Messungen von G. STADLER[1]).

Man darf natürlich nicht, wie schon erwähnt, absolute Messungen verschiedener Autoren miteinander vergleichen, sondern muß die Werte, die ein Autor nach einer Methode an verschiedenen Gesteinen erhalten hat, allein benutzen.

Dichte Quarzite sind im allgemeinen in der Natur recht selten. Nehmen wir aber an, daß in dem von Herrn SCHULZ untersuchten Fall dichte Quarzite mit wesentlich größerer Wärmeleitfähigkeit vorliegen, so muß doch noch die zweite Bedingung, Begrenzung und Mächtigkeit der Gesteine, beachtet werden. Wie an anderer Stelle gezeigt, folgt aus der Theorie der Wärmeleitung, daß eine Einlagerung von Gesteinsschichten mit größerer oder kleinerer Wärmeleitfähigkeit nur dann eine erheblich andere Temperatur besitzen kann, wenn dies Gestein eine große Mächtigkeit besitzt, und auch nur dann in größerer Entfernung, 100—200 m von der Grenze. Ein Temperatursprung kann im Erdinnern überhaupt nicht statthaben, sondern nur, auch wenn wirklich die Wärmeleitfähigkeiten recht verschieden sind, ein langsamer Übergang.

Daß die Gesteinsbeschaffenheit die Erzführung stark beeinflußt, ist schon lange bekannt und an vielen Stellen beobachtet worden. Doch ist die Wirkung des Nebengesteines recht verschieden, mitunter, so z. B. bei den Erzgängen in Sardinien, haben poröse Kalke die Erzausscheidungen begünstigt. An anderen Orten sind es wieder die Quarzite, in die das Erz eindringt. Aus eigener Anschauung ist mir da Almaden bekannt. Hier ist eine ganz scharfe Scheidung zwischen Schiefer und Quarzit. Im Quarzit dringt der Zinnober auf vielen kleinen Spalten in das Gestein ein und bildet ein bis 1 m mächtiges Mischgestein von Zinnober und Quarzit. Am Schiefer dagegen setzt der Gang ganz scharf auf 1 cm ab. Der Hauptgang selbst durchsetzt in gleicher Mächtigkeit und Reinheit beide Gesteine. Mir scheint, daß, wie man wohl auch meist annimmt, der Einfluß des Nebengesteins auf verschiedene Ursachen, in erster Linie aber auf chemische Wechselwirkung zurückzuführen ist. So

[1]) G. STADLER, Bern 1889. Bestimmung des absoluten Wärmeleitungsvermögens.

werden z. B. alkalicarbonat- und -sulfidhaltige Lösungen, die sehr wohl, wie die Versuche von C. DOELTER zeigen, sulfidische Erze führen können, Kieselsäure als Quarz auflösen, während sie Tone kaum angreifen werden. Zweitens wird die größere mechanische Festigkeit der Quarzite dahin wirken, daß einmal geöffnete Spalten längere Zeit offen bleiben und so die Zirkulation der Lösungen erlauben.

Wenn in den oberschlesischen Zink- und Bleierzlagerstätten Quarz da auftritt, wo der Gang quarzreiche Grauwacke durchsetzt, und dort auch der Spateisenstein sehr mächtig ist, so dürfte das meiner Ansicht nach wahrscheinlich eher auf einen chemischen Prozeß, bei dem zuerst Spateisenstein ausgefällt und Quarz gelöst wurde, als auf verschiedene Wärmeleitung zurückzuführen sein. Der Quarz kann dann etwas höher oben im Gang bei der allmählichen Abkühlung der aufsteigenden Lösung, wieder ausgeschieden worden sein. Daß in dem Siegener Gebiet nach der Angabe von E. SCHULZ (p. 134), in Kalk nur die sulfidischen Mineralien und nicht Quarz und die Carbonate ausgeschieden wurden, ist gewiß sehr interessant, aber man findet in anderen Gegenden auch das Umgekehrte. Eine einfache Erklärung hierfür vermag ich nicht zu geben, aber die verschiedene Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine kann damit nichts zu tun haben, wie oben dargelegt wurde, und wie gerade die Umkehr der Erscheinung zeigt.

Ich möchte noch kurz die Beobachtungen von W. BORNHARDT[1]) über die geothermische Tiefenstufe in den Siegener Bergwerken des Rheinischen Schiefergebirges besprechen.

BORNHARDT hat aus zahlreichen Beobachtungen die in verschiedenen Tiefen gemessenen Temperaturen auf Kurven anschaulich und die Tiefenstufe dargestellt; letztere ist im Mittel etwa 45 (42) m p. 1°. Ich gehe dahin mit W. BORNHARDT einig, daß große Erzmassen wegen ihrer erheblich größeren Wärmeleitfähigkeit die Tiefenstufe vergrößern können. Auch mag, wie schon oben erwähnt, die Wärmeleitfähigkeit der Quarzite tatsächlich etwas größer sein als die anderer Gesteine. Doch sagt W. BORNHARDT gerade bezgl. dieser Frage, daß er sich nicht getraue, aus dem von ihm gesammelten Material bestimmte Schlüsse in dieser Richtung zu ziehen.

Hinsichtlich der Brauchbarkeit der Messungen von Temperaturen in Bergwerken läßt sich, wie ich glaube, folgendes sagen:

Schon eine geringe Luftzufuhr, die von selbst erfolgt, die sogenannte natürliche Ventilation, setzt die Temperatur im Bergwerk merklich herunter. Namentlich wirken die Schächte auch in warmen Gegenden nachts sehr stark. Es muß ein Raum lange abgeschlossen sein, damit er seine normale Temperatur annimmt, wie aus folgendem hervorgeht. Am Rammelsberg, in Rio Tinto, auch in den Schwefelgruben Siziliens sind

[1]) W. BORNHARDT, Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Teil II. Berlin 1912. p. 386.

in abgesperrten Stollen viel höhere Temperaturen beobachtet worden und jetzt noch zu beobachten, als in dem offenen aber nicht ventilierten Bergwerk. In beiden macht sich als erwärmend und die normale Tiefenstufe verkleinernd der Oxydationsprozeß von Mineralien durch die wenn auch langsam diffundierende Luft geltend. Diese Oxydation geht aber in den nicht abgesperrten Stollen noch stärker vor sich; doch ist die Luftkühlung da so stark, daß die entwickelte Wärme größtenteils weggeschafft wird. — In einem Bergwerk in dem, wie im Siegener Gebiet, Mineralien fehlen, die sich oxydieren können, wird die natürliche Ventilation in den benutzten Stollen nur kühlend wirken und auch auf die abgesperrten Räume indirekt durch das Gestein hindurch sich geltend machen. Ob die große Tiefenstufe von 40—45 m, die sich, wie Bornnardt zeigte, aus den Beobachtungen im Siegener Gebiet ergibt, zum Teil durch diese Bergwerkseinflüsse bedingt ist, läßt sich schwer entscheiden.. Es wäre möglich, daß in einer Bohrung im Siegener Gebiet bei normalen Bedingungen (keine Quelle) die Tiefenstufe sich etwas kleiner ergeben würde. Gleichwohl sind sorgfältige Messungen in Bergwerken, wie sie im Rheinischen Schiefergebirge angestellt wurden, von großem Wert, auch wenn, wie ich glaube, eine gewisse Unsicherheit bez. der Größe der jedenfalls geringfügigen Korrektion, noch herrscht.

Einige Wüstenerscheinungen aus nicht aridem Klima.

Von **Paul Kessler.**

Mit Tafel XII.

In seinem »Gesetz der Wüstenbildung«[1]) hat Johannes Walther eine Menge Einzelheiten über Verwitterungsformen der Wüste gebracht, so über Sandpolitur, Kantensteine, Rillensteine, Steingitter, Pilz-, Tisch- und Baldachinfelsen, Zeugen, Wadis und anderes. Durch seine und seiner Vorgänger Forschung haben wir uns so daran gewöhnt, diese Formen als der Wüste angehörig zu betrachten, daß wir erstaunt sind, wenn wir ihnen in Nichtwüsten begegnen.

Wenn wir in vegetationsarmen Sandgebieten, die einzelne Verhältnisse der Wüste widerspiegeln, auch einzelne Verwitterungsformen der Wüste treffen, wenn wir etwa am Nordseestrande prächtig windpolierte Geschiebe finden, so kann uns das wenig überraschen; anders, wenn wir die Formen in bewaldeten Gegenden oder in Tongebieten nicht ariden Klimas wiederfinden.

B. G. Escher[2]) hat neuerdings auf Rillensteine von der Rötialp im Tödigebiet aufmerksam gemacht, die alle Erscheinungen der Rillen-

[1]) Die Zitate beziehen sich auf die zweite Auflage.

[2]) Über die Entstehung des Reliefs auf den sogenannten »Rillensteinen«. Geol. Rundschau Bd. IV, H. 1, 1913.

steine aus Wüstengebieten aufweisen. Da an Entstehung unter der Wirkung von Sandwinden nicht zu denken ist, glaubt er, ebenso wie es WALTHER für die Rillensteine der Wüste tut, chemische Vorgänge annehmen zu müssen. In der Tat ist ja die Ähnlichkeit des Reliefs von Kalksteinen, die längere Zeit verdünnter Säure ausgesetzt waren, mit dem der Rillensteine groß, wenn auch meist die Ausarbeitung der ersteren nicht so fein ist. Nach WALTHER[1]) entstehen die Rillensteine im Boden, und zwar nahe der Oberfläche, durch Ätzwirkungen aufsteigender, sich hier konzentrierender Lösungen. Die Tiefe, in der sie sich bilden, beträgt allerdings nur etwa bis 10—20 cm. Daß sie gewöhnlich an der Oberfläche liegen, dürfte auf nachträgliche Freilegung zurückzuführen sein.

Die WALTHERsche Erklärung befriedigt für das Tödigebiet nicht vollkommen. Die Verdunstung scheint mir hier zu gering, um dauernd Wasser aus dem Untergrund aufsteigen zu lassen. Ob jedoch die lösende Stoffe führenden Wasser aufsteigen oder sonst irgendwie zirkulieren, erscheint nebensächlich; wichtiger ist, daß nach ihm die Rillensteine nicht durch Wirkung des Sandwindes, sondern durch chemische Vorgänge gebildet sind. Damit ist der prinzipielle Unterschied der Rillensteine von den ihnen ähnlichen und oft mit ihnen verglichenen Karrenbildungen aufgehoben. Beide verdanken chemischen Lösungsvorgängen ihre Entstehung. Das Klima spielt dabei keine ausschlaggebende Rolle. Nicht nur in unserem Klima lassen sich nicht allzu selten Rillensteine nachweisen, sogar unter nivalem Klima können sie sich bilden.

In den Schichten mit *Posidonomya Mimer* der Trias des Middle Hook auf Spitzbergen liegen Tone, denen zahlreiche Kalkknollen eingebettet sind. Eckige Bruchstücke der Kalke zeigen häufig Rillensteinskulptur, besonders die von ESCHER unter »homogene Ätzung« angeführte Oberfläche mit Grübchen, Wärzchen und unregelmäßig gewundenen Rippen. Der Boden, auf dem die Rillensteine liegen, ist tonig und fast beständig feucht; an Winderosion ist daher trotz der exponierten Lage der Stelle nicht zu denken.

Das Material der Rillensteine ist meist Kalk, die von ESCHER beschriebenen bestehen aus Dolomit, ABEL[2]) hat Rillensteine aus »sehr feinkörnigem Sandstein« beschrieben, sonst wird noch Hämatit angegeben. Wo Rillensteine vorkommen, handelt es sich also stets um Gesteine von ziemlich gleichmäßigem Gefüge, die aus nicht allzu schwer löslichem Material bestehen, Rillensteinskulptur (ebenso wie Karrenbildung und ähnliche Lösungserscheinungen, auch an Klüften) habe ich besonders an dem bloßen Auge homogen erscheinenden Kalken bemerkt, in denen allerdings Kalkspatäderchen oder ähnliches auftreten konnten.

Auffallenderweise stammen die in der Literatur erwähnten meisten

[1]) a. a. O. S. 126.

[2]) Über sternförmige Erosionsskulpturen auf Wüstengeröllen. Jahrb. K. K. geol. Reichsanst. 1901. Bd. 51. Heft 1, S. 25 ff.

Wüstenrillensteine nicht aus der eigentlichen Sandwüste, sondern aus Oasen, doch mag das mit der besseren Verkehrsmöglichkeit und dem häufigeren Besuch zusammenhängen. Wichtiger scheint, daß nach Walther die Rillensteine mit besonders deutlicher Skulptur nicht Sanden, sondern Tonen eingebettet sind. Auch die von mir beobachteten Rillensteine von Spitzbergen, sowie einige aus Deutschland lagen in oder auf Tonen. Neben der Substanz der Steine selbst dürfte wohl auch der Untergrund, bzw. die umgebende Masse nicht unwesentlich sein; vielleicht spielt auch Vegetationsarmut eine Rolle. Immerhin sind, nach dem häufigeren und schöneren Auftreten die Bedingungen für Rillensteinbildung, wenn auch nicht der Wüste allein eigentümlich, so doch in ihr in besonderem Maße vorhanden.

Auch die Steingitter sind nicht eine Erscheinung, die sich allein in der Wüste zeigt. Das von Walther abgebildete Steingitter auf Sandstein von Arizona[1]) könnte ebensogut die Abbildung irgendeines Wabensandsteines der Zwischenschichten des oberen Buntsandsteins Südwestdeutschlands sein. Bei diesen braucht man aber die Wabenoberfläche keineswegs auf Wüsteneinflüsse zurückzuführen; im Gegenteil ist eine Entstehung unter feuchtem Klima durch Auslaugung wahrscheinlicher. Die unregelmäßigen, bald größeren, bald kleineren, bald dicht, bald weniger dicht stehenden, aber stets scharf umgrenzten Löcher treten besonders in Schichten mit etwas kieseligem Bindemittel auf. An anderen Lagen der Zwischenschichten, wo tonigeres Bindemittel vorhanden ist, treten den Waben an Umfang und Verteilung vollkommen entsprechende Erhöhungen auf. Da diese sich als aus dolomitischen Knauren bestehend ausweisen, muß man die Waben der Zwischenschichten wohl auf Auslaugung derartiger Knauren und Stehenbleiben der widerstandsfähigeren Sandsteine zurückführen. In vielen anderen Fällen allerdings, namentlich da, wo die Löcher nicht die scharfe Begrenzung zeigen, läßt sich nicht sofort ein Unterschied im Gestein nachweisen, wenn er auch höchst wahrscheinlich vorhanden ist. Das gilt besonders für die Schichten des mittleren Buntsandsteins. Grade bei diesen sehen wir nicht selten an ehemals künstlich geglätteten Aufschlüssen, die längere Zeit der Verwitterung (unter unserem jetzigen Klima) preisgegeben waren, an Wegeeinschnitten, alten Steinbrüchen und Burgfelsen, Löcher und Waben auftreten. Wirkungen der Insolation auf die Litose, also ein chemisch-physikalischer Vorgang, an erster, Windausräumung an zweiter Stelle sind nach Walther die Bildner der Felsgitter in der Wüste. Darin stimmt also der Vorgang im ariden und im humiden Klima überein, daß eine chemisch-physikalische Auflösung ganz bestimmter, schon vorher durch die Gesteinsbeschaffenheit festgelegter Teile der Ausräumung vorangehen muß. Daß in der Gesteinsbeschaffenheit die Hauptursache der Gitterbildung zu suchen ist,

[1]) S. 173.

wird durch das Auftreten der Gitter in ganz bestimmten Horizonten zwischen gitterfreien Horizonten bewiesen. Sogar bei den Gneisen sieht Cloos[1]) die Hauptursache der Wabenverwitterung in dem Umstande, daß die Verschiedenartigkeit der sich leicht trennenden Gesteinskomponenten der Verwitterung durch Hitze und Frost sehr entgegenkommt. Es darf aber nicht übersehen werden, daß in unserem Klima m. W. Wabenverwitterungen nur in Sandsteinen, so z. B. auch in der Sächsischen Schweiz, nicht aber in Gneisen, Graniten und anderen harten Gesteinen vorkommen; dazu scheint doch das Klima der Wüste nötig zu sein.

An einigen Stellen in Deutschland kommen auch die größeren Verwitterungsformen, die man meist als der Wüste eigentümlich ansieht, vor. Pilzfelsen, Tischfelsen und Baldachinfelsen sind z. B. im »Felsenlande des Pfälzerwaldes« eine ganz gewöhnliche Erscheinung[2]). Allgemein bekannt sind die bizarren Verwitterungsformen der Sächsischen Schweiz.

Bei diesen Vorkommen fragt sich nun, ob die Formen unter unserem jetzigen Klima entstanden, oder ob sie die Zeugen eines früheren wüstenähnlichen Klimas sind. Für die Sächsische Schweiz tritt Hettner[3]) der Auffassung von der Entstehung der Felsformen unter wesentlich anderem als dem jetzigen Klima entschieden entgegen; er sucht nachzuweisen, daß sie sich sehr wohl unter unserem feuchten Klima bilden konnten. Die Durchlässigkeit des Gesteins, auf dem die Oberflächenwasser sofort versickern und daher keine wesentliche erodierende Wirkung an der Oberfläche ausüben sollen, soll dieselbe Wirkung wie ein trockenes Klima hervorbringen. (Ähnlich wie die Durchlässigkeit unserer Dünensande unter unserem nassen Klima Formen verursacht, die sonst trockenem Klima eigen sind.) Die versickerten Wasser treten über etwas mergeligeren Schichten an den Steilhängen aus und lösen hier sowohl durch ihr Abfließen — es kommt nach Hettner nur zu Sickerwassern, nicht zu eigentlichen Quellen — wie durch Frostwirkung die Sandkörner los. Der Steilhang wird unterhöhlt, es stürzt die obere Partie nach, neue Steilabstürze entstehen. Eine bedeutende Rolle spielt dabei nach Hettner die erwähnte Wabenverwitterung. Auf sie — die Löcher nehmen hier z. T. recht bedeutende Ausmaße an — sollen z. B. die Felstore zurückzuführen sein. Daß aber in der Tat auch die Oberflächenwasser eine bedeutende Wirkung in der sächsischen Schweiz ausgeübt haben, scheint mir durch die »Gründe« (enge Täler, meist ohne ständig fließendes Wasser) bewiesen, die Hettner selbst mit Kañons vergleicht. Würde in der Tat alles Wasser versinken, und wäre es von jeher ver-

[1]) Wind und Wüste im Deutschen Namalande. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beilagebd. XXXII, 1911, S. 63.

[2]) D. Häberle, Das Felsenland des Pfälzer Waldes. Kaiserslautern 1911.

[3]) Die Felsbildungen der Sächs. Schweiz. Geograph. Zeitschr. Bd. IX, 1903, S. 608—626. Wüstenformen in Deutschland? Geograph. Zeitschr. Bd. XVI, 1910, S. 690—694.

sunken, so müßte es in geschlossenem Streifen am Steilufer der Elbe über den Wasser undurchlässigen Schichten austreten. Nicht oder nur schwach geöffnete Klüfte könnten nicht die Veranlassung zur Bildung der Gründe sein, da ja etwa sich wirklich an ihnen loslösende Teilchen nicht ausgeräumt werden können, es sei denn, daß die Abwitterung vom Haupttale aus durch Unterhöhlung in der Nachbarschaft der Klüfte schneller als sonst vorschreite. Diese Entstehungsart der Gründe nähme aber unermeßlich längere Zeiträume in Anspruch, als Ausräumung durch oberflächlich fließendes Wasser. Man wird also wohl gezwungen, die Anlage der Gründe durch Oberflächenwasser anzunehmen; erst wenn das Seitental eine gewisse Breite hatte, konnte Unterhöhlung durch Sickerwasser und Nachsturz der Felsmassen das Weitere besorgen.

Es kann trotzdem nicht geleugnet werden, daß der größte Teil der Wasser hier, wie auch im Pfälzer Wald, versinkt und wohl Anlaß zu weiterer Ausgestaltung der Felsenlandschaft sein kann, die, nehmen wir für den Beginn ihrer Entstehung ein dem jetzigen ähnliches Klima an, durch fließendes Wasser angelegt sein könnte.

Ebensowenig wie Hettner[1]) möchte ich die Andeutung von Auf- und Absteigen der Täler (Gründe), die die Ähnlichkeit mit Wüstentälern erhöht, als zwingenden Beweis für Bildung unter anderem Klima ansehen. Sie ist dadurch hervorgerufen, daß der Boden an manchen Stellen von dicken, über das sonstige Niveau sich erhebenden Sandmassen bedeckt ist, was durch Sandabstürze und Verwitterung abgestürzter Felsmassen sich ungezwungen erklären läßt, und wozu man noch nicht einmal, wie Hettner es tut, äolische Umlagerung der Sande annehmen muß, wenn sie auch hier und da auch unter unserem jetzigen Klima vorkommen mag.

Isoliert stehende »Zeugenberge«, wie sie in der Sächsischen Schweiz und in der Haardt angetroffen werden, sind nicht im Wesen, sondern nur in der Größe von den freistehenden Pfeilern verschieden. In den wirklich allein, nicht mit anderen Felsmassen mehr oder minder in Zusammenhang stehenden Pfeilern wird man oft nur die letzten Reste von Zeugen zu sehen haben. Anders allerdings steht es mit den Pfeilern, die sich an eine größere Felsmasse anschließen. Zu ihrer Entstehung muß man wohl immer ein System von mehr oder minder nahe aneinander liegenden Linien geringsten Widerstandes gegen die abtragenden Kräfte annehmen. Als solche Linien kommen in erster Reihe Klüfte in Betracht.

Zeugen allein können in keiner Weise ein Beweis für ehemaliges arides Klima sein; sie finden sich selbst in feuchten Klimaten der Tropen und Subtropen und können sich überall bilden, wo durchlässige Schichten in tafelförmiger Lagerung auftreten. Nur in der Einzelgestaltung, in der Abwesenheit eines Fußhanges und dem Herabreichen der Felswand bis an den Fuß scheint das Wüstenklima zur Geltung zu kommen[2]).

[1]) Hettner, Die Felsbildungen usw. S. 616.
[2]) Hettner a. a. O. S. 621.

Sehen wir die Abbildungen in Häberles erwähnter Arbeit durch, oder besser, wandern wir durch den Pfälzer Wald, so finden wir in der Tat eine Menge Felsen, die fast ohne Fußhang aus dem umgebenden flachen Gelände aufsteigen. Der Verwitterungsschutt ist also durch irgendeine Kraft beseitigt. Grenzt der Fels mit seinem Fuße an ein Bachtal, so läßt sich die Wegräumung seines Schuttes leicht durch Hochfluten erklären, ragt aber ein Fels ohne Schuttsockel aus einer hochgelegenen ebenen Umgebung steil auf, so bleibt unverständlich, welche Kraft den Schutt entfernt haben soll, wenn nicht der Wind. Der Wind übt aber zur Jetztzeit in den Waldrevieren des Pfälzer Waldes nur eine relativ geringe Wirkung aus, so daß man wohl eine nur wenig zurückliegende Zeit stärkerer Windwirkungen annehmen muß.

In der Sächsischen Schweiz sieht Hettner einen Hauptbeweis gegen die Entstehung der Felsformen unter aridem Klima in dem Umstande, daß die Denudationsterrassen, d. h. die Terrassen, die allein durch verschiedene Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung entstanden sein sollen (im Gegensatz zu den Erosionsterrassen, die durch die ehemalige Höhe der Flußläufe bestimmt wurden), auf ihrer Oberfläche fast ausschließlich aus Sandstein bestehen. In den sie trennenden Landstufen liegen Tone und Mergel erst im unteren Teile. Bei Entstehung der Denudationsterrassen unter Einwirkung des Windes wäre es in der Tat unerklärlich, warum die gegen Windabtragung wenig widerstandsfähigen Sandsteine, nicht aber die viel widerstandsfähigeren Tone und Mergel die Terrassenflächen bildeten, während bei feuchter Verwitterung, durch unterhöhlende Sickerwasser oder durch Oberflächenwasser, naturgemäß die gegen feuchte Verwitterung weniger als die Tone empfindlichen Sandsteine ein Stufe bilden müssen.

Nun ist aber keineswegs gesagt, daß die Herausbildung der Denudationsterrassen, die übrigens nach Hettners eigenen Angaben sich mit den Flußterrassen berühren oder neben ihnen liegen, kurz schwer von ihnen zu unterscheiden sind, ein gleichzeitiger Vorgang mit der Herausmodellierung der Felsformen sein mußte. Die Felsformen können daher unter ganz anderem Klima gebildet sein als die Denudationsterrassen.

Hettner hat m. E. nicht die Gewißheit dargetan, daß die Felsformen sich unter einem dem jetzigen ähnlichen Klima gebildet haben, sondern nur die Möglichkeit, daß es so sein könnte.

Mit allen ihren sowohl aus der Wüste wie aus der Sächsischen Schweiz bekannten Eigentümlichkeiten tritt die Felsbildung im Pfälzer Wald auf. Im Gebiet des mittleren Buntsandsteins lassen sich vier Horizonte feststellen, die sich »durch das mehr kieselige Bindemittel gegenüber anderen Schichten mit mehr toniger Bindung«[1]) auszeichnen. Auf diese Stufen, die sich wohl in gleicher Weise gegen trockene wie gegen feuchte Verwitterung widerstandsfähig erweisen, ist die Felsbildung beschränkt,

[1]) Häberle a. a. O. S. 21.

während der Sandstein der zwischen ihnen liegenden Schichten wegen seines nur spärlich verteilten tonigen Bindemittels keiner Art der Verwitterung besonderen Trotz zu bieten vermag. Im übrigen sind die Verhältnisse denen in der Sächsischen Schweiz sehr ähnlich: eine annähernd horizontal liegende Tafel mächtiger Sandsteine ist stark zerklüftet. Die häufige reihenförmige Anordnung der Felsen ist fast noch auffallender als dort. Eine völlig befriedigende Erklärung hierfür ist bisher noch nicht gefunden, die Erscheinung steht aber wohl mit Umständen in Zusammenhang, die auf tektonische Störungen zurückzuführen sind, »da die auch bei diesen wichtige SW.—NO.-Richtung auffällig vorherrscht«[1]).

Ebensowenig wie in der Sächsischen Schweiz scheint zur Entscheidung der Frage nach den Umständen, unter denen sich diese Formen gebildet haben, ihr Studium allein zu genügen; auch die nähere und fernere Umgebung muß auf etwaige Anzeichen trockneren Klimas untersucht werden.

Hettner selbst muß zugeben, daß es die in der Nachbarschaft der Sächsischen Schweiz gibt: in den Dünen der glazialen Sandablagerungen der Dresdener Heide und in den Kantengeröllen, die in den Kiesgruben der Gegend von Pirna und des Pillnitzer Tännigts massenhaft vorkommen. »Wir müssen annehmen, daß diese Sandablagerungen einmal der Walddecke entbehrt haben. Aber«, fährt er fort, »dieser Wüstencharakter ist doch nur eine lokale, in der Bodenbeschaffenheit begründete, keine allgemeine klimatische Erscheinung gewesen, die sich doch über größere Gebiete hätte erstrecken müssen«[2]).

Auffallender Weise finden wir nun dieselben Erscheinungen wie in der Umgebung der Sächsischen Schweiz in der Umgebung des Pfälzer Waldes wieder. Im NW. des Felsengebietes, am Landstuhler Bruch, treffen wir Dünensande und vom Wind geschliffene und polierte Kantensteine, die teils aus Quarzen und Quarziten des Diluviums, teils aus Karneolen des Buntsandsteins hervorgegangen sind[3]). Die an primärer Stätte auf eine wenig mächtige Bank im Buntsandstein beschränkten Karneole häufen sich stellenweise (Königsbruchhof am Kehrberg-Vorberghang) so, daß Reis von einer Karneol- und Quarz-Kieswüste spricht, und man mit ihm das Vorkommen als Rückstände des Gehängeschuttes auffassen muß, die mit diluvialen Kiesen vermischt sind. Sowohl Karneole wie Kiesel sind Kantensteine und windpoliert. Die sandigen Verwitterungsrückstände des Buntsandsteins und die Sande der Diluvialablagerungen sind offenbar ausgeblasen[4]).

Die Flugsande treten an zahlreichen Stellen mit jungdiluvialen

[1]) Ebenda.

[2]) Die Felsbildungen usw. S. 609ff.

[3]) Reis, Die westpfälzische Moorniederung. Geogn. Jahreshefte 1899, Erläut.-Blatt Zweibrücken S. 153.

[4]) Vgl. auch Häberle: Windkanter aus der westpfälzischen Moorniederung. Oberrhein. geol. V. 1909.

Ablagerungen in Berührung, in der Weise, daß sie ihnen entweder angelagert sind, oder sie auch bedecken. Sie sind also jünger als diese. Sie und die sie an vielen Stellen unterteufenden Karneol- und Kies-Geröllablagerungen sind aber älter als das Landstuhler Bruch, da ihnen entsprechende, allerdings unter dem Einfluß des Moorwassers gebleichte Ablagerungen das Bruch unterteufen. Am Rande des Bruchs gehen vielfach die gebleichten in die ungebleichten Ablagerungen über. Da das Bruch alluvialer Entstehung ist, ist die Bildung der Kantensteine und Flugsande an die Grenze von Diluvium und Alluvium zu setzen.

Auch im Pfälzer Wald selbst gibt es Ablagerungen, die auf Bildung unter trockenerem Klima schließen lassen, und deren Bildungszeit ebenfalls an die Grenze von Diluvium und Alluvium zu stellen ist. Im breiten Talkessel des Saarbachs[1]) bei Ludwigswinkel z. B. liegt Diluvium, Flugsand und Torf[2]). Bedeutender sind die Flugsandablagerungen des dem Pfälzer Wald vorgelagerten Teiles der Mittelrheinischen Tiefebene. Auf große Strecken hin bildet hier der Flugsand mit Kantengeschieben den Untergrund der Waldgebiete oder liegt noch offen und fast ohne Vegetationsdecke da, so in der Umgegend von Schifferstadt, im Streitwald nördlich Speyer, in der Gegend westlich von Germersheim und an vielen anderen Stellen[3]). Gümbel[4]) hielt den Flugsand für eine ganz junge Bildung, während Reis[5]) angibt, daß das alluviale »Rheintal« sie gleichzeitig mit den Niederterrassenschottern angeschnitten habe. Wie in der Niederung des Landstuhler Bruchs haben sich in den alten Rheinbuchten und Rheinläufen stellenweise Torflager über den Flugsanden bilden können und beweisen so, daß auch dort die Flugsande keine ganz rezente Bildung sind.

Das Einsetzen von Vegetation über Flugsanden ist kein plötzlicher Vorgang. An einigen Stellen im Rheintal zeigen sich noch jetzt bis 1,5 m hohe Wanderdünen. Wegen der großen Durchlässigkeit für Wasser ist sogar für den Menschen die Festlegung von Flugsanden durch eine Pflanzendecke ein äußerst schwieriges und häufig nicht von dauerndem Erfolg gekröntes Unternehmen. Auch durch Feuchterwerden des Klimas können daher einmal vorhandene Flugsande nicht sofort festgelegt werden. Verhältnismäßig leicht siedeln sich auf den Sanden dann Pflanzen an, wenn sie dauernd mehr oder minder durchfeuchtet sind, wie es ja auch, nach der Moorbildung zu schließen im Landstuhler Bruch und in der Rheinebene der Fall war. Daß in den nur wenig über dem Rheinspiegel gelegenen Rheinläufen Pflanzenbesiedelung möglich war, läßt sich vielleicht auch ohne die Annahme eines Feuchterwerdens des Klimas erklären. Allerdings bleibt dann unklar, warum sich nicht

[1]) Auf der Grenze der Blätter Zweibrücken und Speyer. (Nicht zu verwechseln mit dem Fluß gleichen Namens).

[2]) Reis, Die westpfälzische Moorniederung, S. 37.

[3]) Auf Blatt Speyer als q3 eingetragen.

[4]) Erl. Blatt Speyer S. 76.

[5]) a. a. O. S. 36.

immer wieder neue Flugsande aus den diluvialen Ablagerungen, in denen ja noch genug Sand steckt, und aus dem Buntsandstein hätten bilden können. Anders liegt es beim Landstuhler Bruch. Man könnte vielleicht annehmen, daß hier die Feuchtigkeit von einem in die vorher trockene Niederung abgelenkten Wasserlauf stammt, oder daß ein früher die Niederung in schmalem Lauf durchströmendes Wasser gestaut wurde. In Wirklichkeit durchströmt aber kein einheitlicher Wasserlauf die Niederung, wie man es erwarten müßte; im Gegenteil fließen Bäche nach verschiedenen Richtungen aus ihm ab[1]), so daß man die durch den Beginn der Moorbildung angezeigte Durchtränkung mit Wasser nur auf allgemeine Umstände, also wohl auf ein Feuchterwerden des Klimas zurückführen kann. Wir müssen also für die Pfalz für die Übergangszeit von Diluvium zu Alluvium ein wesentlich trockeneres Klima annehmen, als jetzt dort herrscht.

Damit wird man versucht, die merkwürdigen Felsbildungen als unter diesem Klima gebildet anzusehen. Eine andere Frage ist allerdings, ob die Felsformen zu dieser wahrscheinlich nur kurzen Zeit der Trockenheit entstehen, und, falls das der Fall, ob sie sich dann bis jetzt hätten erhalten können.

Die größeren Täler haben am Ende der Diluvialzeit im wesentlichen dasselbe Aussehen gehabt wie jetzt; insbesondere war ihre Tiefe ungefähr die gleiche. Die Wirkungen eines etwaigen trockenen Klimas hätten sich also nur auf die Ausmodelierung der in der Anlage bereits vorhandenen Bergformen, insbesondere auf die Herausarbeitung der Felsen zu beschränken brauchen. In dem weichen Sandstein konnten in dem Zeitraum, in dem sich die Sandablagerungen mit ihren Kantensteinen bildeten, die trockene Verwitterung außerordentlich zerstörende Wirkungen ausüben. Ich glaube daher, daß die Zeit der Trockenheit genügt hätte, die jetzigen Formen herauszumodellieren. Eine andere Frage ist, ob sich in der Haardt die damals gebildeten Formen bis auf unsere Zeit hätten halten können oder nicht.

Manche Felsen ragen ohne Sockel aus ebener Umgebung, bei anderen sieht man manchmal am Fuße einen nicht unbedeutenden Sandhang, oder man bemerkt sogar kleine Häufchen und Hängchen frischen Sandes, die auf eine starke Zerstörung in der Jetztzeit hinweisen. Häberle[2]) konnte den Betrag der Abtragung für einen Fall sogar für eine bestimmte kurze Zeit zahlenmäßig feststellen. Wir können und müssen uns daher vorstellen, daß manche Felsen noch vor kurzer Zeit höher und breiter waren als jetzt. Aber auch unter der jetzt herrschenden Art der Verwitterung konnte der einmal erworbene Steilhang nicht plötzlich verschwinden, sondern nur nach rückwärts verlegt werden. Die Felsbildungen haben daher trotz der jetzigen Verhältnisse ihre Form

[1]) Vgl. Blatt Zweibrücken.

[2]) Häberle, Zur Messung der Fortschritte von Erosion und Denudation. Neues Jahrb. f. Min. usw., 1907, Bd. I, S. 7—12.

im wesentlichen bewahrt. Die Felsen ohne Sockelhang dagegen scheinen sich seit längerer Zeit kaum verändert zu haben.

Das Resultat der Untersuchung über die Felsformen des Pfälzer Waldes ist also kurz folgendes: Formen, wie wir sie sonst nur in der Wüste zu finden gewohnt sind, kommen in einem Gebiete vor, das vor kurzer Zeit ein trockenes Klima hatte[1]). Die seitdem verflossene Zeit ist so kurz, daß diese Formen, bei Annahme der Entstehung unter trockenem Klima, sich nicht hätten verwischen können.

Daß allerdings diese Formen sich unter diesem Klima gebildet haben, läßt sich nicht direkt beweisen, hat aber wegen ihres sonstigen Vorkommens unter trockenem Klima eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich. Daß auch die Verhältnisse in der Sächsischen Schweiz nicht wesentlich anders liegen, ist oben angedeutet[2]). Immerhin ist in Betracht zu ziehen, daß sie in anderen Sandsteingegenden Deutschlands fehlen. In erster Linie wird man daher die Felsbildung auf die besondere Beschaffenheit des Sandsteins den Wechsel widerstandsfähigerer mit weniger widerstandsfähigen Schichten zurückführen.

Schließlich seien noch kurz die Täler mit Blindenden und steilen Seitenhängen erwähnt. Es ist wieder die Pfalz und die sich südlich und südwestlich anschließenden Gebiete, wo sie in großer Zahl zu finden sind. Wo z. B. das Saartal Oberen Buntsandstein angeschnitten hat, sehen wir in die Zwischenschichten mehrere Kilometer lange Seitentäler einschneiden, die bis zu ihrem Ende sich nur wenig über das Niveau des Saartals erheben; allerdings findet sich manchmal eine kleine Stufe kurz hinter dem Eintritt in das Haupttal. Die Täler enden plötzlich mit einem steilen Hang, der bis an den Volziensandstein oder gar bis an den Unteren Muschelkalk hinaufreicht. Beständig fließendes Wasser ist in diesen Tälern nur selten vorhanden. Eine auffallende Erscheinung ist, daß, wie erwähnt, mehrere dieser Täler, so z. B. im Stiftswalde zu St. Arnual bei Saarbrücken, da, wo sie eine etwa 10 m über dem Saartal liegende Terrasse durchschneiden, also kurz vor ihrem Eintritt in das Haupttal, sich etwas verengen und etwas steileres Gefälle haben. Ich möchte die Täler mit dieser Eigentümlichkeit als vor der Bildung der Terrasse entstanden auffassen.

Die Täler mit Blindenden sind am häufigsten in den Zwischenschichten, im mittleren Buntsandstein treten sie nur gelegentlich einmal auf. Man darf daraus wohl schließen, daß sie meist durch eine besondere

[1]) Bei dem trockenen Klima braucht man natürlich nicht an ein Klima zu denken, wie es etwa die Lybische Wüste hat. Die Trockenheit mit der in ihrem Gefolge stehenden Vegetationsarmut, der starken Bestrahlung und dem schroffen Wechsel von Warm und Kalt, nicht die mittlere Jahrestemperatur ist das Ausschlaggebende.

[2]) Nur kurz will ich erwähnen, daß ähnliche Formen allerdings auch an Küsten mit starker Brandung vorkommen, wo ja mutatis mutandis das Wasser eine ähnliche Rolle spielt, wie der Wind in trockenen Gebieten. Daß hieran beim Pfälzer Wald nicht zu denken ist, bedarf keiner Ausführung.

Eigentümlichkeit bedingt sind, die vielleicht in der härteren Schutzdecke des Voltziensandsteins über den weicheren Zwischenschichten zu suchen ist. Das steht auch in Einklang mit der Anschauung von Davis[1]): »Wenn ein Tal einen Strom von einem Hochland her empfängt, wird der Talschluß relativ schnell zurückgeschnitten werden, viel schneller, als die Talseitenwände durch Verwitterung zurückweichen, und deshalb wird ein solcher Talschluß in einem scharfen Winkel enden, besonders dann, wenn ein guter Stufenbildner in der Nähe des Hochlandniveaus vorkommt.« In der Tat finden wir auch in der Wüste die Art von Tälern mit Blindenden, die wir als für sie charakteristisch ansehen, nur in horizontal (oder annähernd horizontal) gelagerten Schichten, denen eine festere Schutzdecke aufliegt. Liegen die Schichten anders, oder handelt es sich um Massengesteine, so entstehen völlig andere Talformen[2]). An der Saar scheinen die Talböden der Täler mit Blindenden teils jungdiluviales, teils alluviales Alter zu haben. Beweise für Entstehung unter einem trockeneren Klima lassen sich nicht finden; im Gegenteil glaube ich, daß diese Talformen auf ganz andere Ursachen zurückzuführen sind, die ich oben angedeutet habe. Als Privileg der Wüste wird man sie wohl kaum ansehen dürfen.

Zweck der vorliegenden Zeilen war, zu zeigen, daß nicht alle Formen, die wir als Wüstenformen anzusehen gewöhnt sind, wirklich nur unter trockenem Klima entstehen, daß teils ähnliche Erscheinungen durch verschiedene Ursachen hervorgerufen werden, teils die »Wüstenformen« nicht an die Wüste gebunden sind. Man darf daher nicht aus dem Vorkommen einzelner »Wüstenformen« unter feuchterem Klima auf ehemaliges trockneres Klima schließen. Diesen Schluß darf man nur ziehen, wenn mehrere Umstände zusammenkommen. Für den Übergang vom Diluvium zum Alluvium scheint er mir vielleicht berechtigt zu sein. Nicht nur — ganz abgesehen von den Beweisen der Pflanzengeographie — finden wir in der Haardt und ihrer Nachbarschaft und in der Sächsischen Schweiz die mannigfachsten Anzeichen trockenen Klimas, sondern auch in den jüngsten Schichten des Norddeutschen Diluviums sind Flugsande und Kantensteine weit verbreitet[3]). Wir sehen auch[4]), »daß sich vom Granitfelsen der Louisenburg im Fichtelgebirge große bauchige Schalen ablösen lassen, genau wie in den Halbwüsten von Texas und dem ätiopischen Gebirge; wir sehen die von abgetragenen Braunkohlensanden zurückgebliebenen Knollensteine nicht nur mit typischen Sandschliffen bedeckt, sondern oberflächlich gebräunt, genau wie der nubische Sandstein mit brauner Schutzrinde bedeckt ist.«

[1]) Die erklärende Beschreibung der Landformen, S. 237.

[2]) Vgl. z. B. bei Walther a. a. O. die Abbildungen 3, 4, 5, 74, 91.

[3]) G. Berendt, Geschiebedreikanter oder Pyramidalgeschiebe? Jahrb. Geol. Landesanst. 1884, S. 205.

[4]) Walther a. a. O. S. 321.

II. Besprechungen.

A. Unter der Redaktion der Geologischen Vereinigung.

Die Karstwasserfrage.

Von **Wilfried Teppner** (Graz.)

Literatur.

1. Ballif, Wasserbauten in Bosnien und der Herzegowina. Wien, I. T. 1896, II. T. 1899.
2. Bock, H., Der Karst und seine Gewässer. Mitteilg. f. Höhlenkunde, 6. Jahrg. H. 3. Graz 1913.
3. Boegan, E., Le sorgenti d'Aurisiana (Rassegna bimestrella della Soc. Alpine delle Giulie 1905, 10; 1906, 11).
4. Burbank, J. E., Earth Currents, Terrestrian Magnetism and Atmospheric Electricity, 1905, Vol. X.
5. Cornu, F., Über den Nachweis unterird. Wasserläufe in Kohlengruben und bei Höhlenforschg. Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. Jhg. 1909.
6. Cvijic, Das Karstphänomen. Pencks geograph. Abhdlg. V. 3. Wien 1896.
7. Daubrée, Les eaux souterraines à l'époque actuelle. Paris 1887.
8. Fischer, F. J., Meer- und Binnengewässer in Wechselwirkung. Abhdlg. d. K. K. geograph. Ges. Wien, IV. 5, 1902.
9. Gavazzi, Die Seen des Karstes. Ebenda, VI, 2, 1904.
10. Gnirs, A., Bemerkungen zum wirtschaftl. Aktionsprogramm f. Istrien. Ebenda, Mitteilungen 51. Bd., 1908.
11. Gnirs, A., Die Wasserversorgung in Istrien. Österr. Rundschau, 13. Bd., 1907.
12. Grund, A., Die Karsthydrographie. Pencks geograph. Abhdlg. VII. 3. Wien 1903.
13. Grund, A., Beiträge zur Morphologie des dinarischen Gebirges. Ebenda, IX, 3. Wien 1910.
14. Grund, A., Zur Frage des Grundwassers im Karst. Mitteilg. d. K. K. geograph. Ges. Wien, 52. Bd., 1909.
15. Hauer, Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der Öst.-Ung. Monarchie. Wien 1875.
16. Hauer, Berichte über d. Wasserverhältnisse i. d. Kesseltälern v. Krain. Öster-Touristenzeitg. 1883, 3. Bd., 3 u. 4.
17. Höfer, H. v., Grundwasser und Quellen. Braunschweig 1912.
18. Hoernes, R., Die Wünschelrute. Grazer Tagespost, 24. Dezember 1911.
19. Hoernes, R., Die Karsthydrographie und die Wasserversorgung Istriens. Adria, 2. Jhg. H. 11, 1910.
20. Hoffer, M., Unterird. entwässerte Gebiete i. d. nördl. Kalkalpen. Mitteilg. d. K. K. geograph. Ges. Wien, I. T. 1906, II. 1909.
21. Hugues, Idrografia sotteranea carsica. Görz 1903.
22. Katzer, F., Karst und Karsthydrographie. Zur Kunde der Balkanhalbinsel, H. 8. Sarajevo 1909.

23. Katzer, F., Zur Karsthydrographie. Petermanns Mitteilg. 1908.
24. Katzer, F., Zur Morphologie des Dinarischen Gebirges. Ebenda 1912.
25. Katzer, F., Bemerkungen zum Karstphänomen. Briefl. Mitteilg. in d. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 57. Bd. Berlin 1905.
26. Keilhack, K., Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. Berlin 1912.
27. Knebel, W. v., Höhlenkunde mit Berücksichtigung d. Karstphänomene. Die Wissenschaft, H. 15. Braunschweig 1906.
28. Krebs, N., Neue Forschungsergebnisse zur Karsthydrographie. Petermanns Mitteilg. 1908.
29. Krebs, N., Erwiderung. Ebenda 1908.
30. Krebs, N., Morphogonetische Skizzen aus Istrien. 34. Jahresber. d. Staatsoberrealschule in Triest 1904.
31. Krebs, N., Zur Frage des Karstcyclus. Mitteilg. d. K. K. geograph. Ges. Wien, 52. Bd. 1909.
32. Krebs, N., Die Halbinsel Istrien. Pencks geograph. Abhdlg. IX. 2. Wien 1907.
33. Krebs, N., Offene Fragen der Karstkunde. Geograph. Zeitschr. (Hettner) Leipzig 1910, 16. Jhg.
34. Krull, F., Die Wassersterilisierung durch ozonisierte Luft usw. Zeitschr. d. d. öst. Ing.- u. Arch.-Ver. Wien 1901.
35. Lemström und Biese, Expedition Polaire Finlandaise, Tome III. Helsingfors 1898.
36. Lorenz, Die physikal. Verh. u. Verteilung d. Organismen im quarnerischen Golf. Wien 1863.
37. Lozinski, W. R. v., Die Karsterscheinungen in Galizisch-Podolien. Jahrb. d. K. K. geol. Reichs-Anst. Wien 1907.
38. Martel, E. A., Notices spéléologique, Spelunca Nr. 57, Octobre 1909.
39. Martel, E. A., La théorie de la »Grundwasser« et les eaux souterraines du Karst. La Géographie, 21.
40. Martel, E. A., Etude sur la source de fontaine l'évêque, Paris 1905.
41. Penck, A., Über das Karstphänomen. Zeitschr. d. Ver. z. Verbreitung naturw. Kenntnisse, Wien 1904.
42. Perko, Die Tropfstein- u. Wasserhöhle »Dimnice« (Rauchgrotte) b. Markovsina in Istrien. Mitteilg. d. K. K. geograph. Ges. Wien, 52. Bd., 1909.
43. Plate, G., Die Wasserversorgung auf den K. K. Istrianer u. Dalmatiner Staatsbahnen. Zeitschr. d. öst. Ing.- u. Arch.-Ver. Wien 1878.
44. Putick, W., Die Lindwurmquelle bei Oberlaibach. Die Erdbebenwarte, II. Laibach 1903—1904.
45. Richter, E., Beitr. z. Landeskunde Bosniens u. d. Herzegowina. Wissensch. Mitteilg. aus Bosnien u. d. Herzegowina. 10. Bd. Wien 1907.
46. Riedl, J., Untersuchg. einer Quelle im herzegow. Karst auf ihren Ursprung. Zeitschr. d. österr. Ing.- u. d. Arch.-Ver. Wien 1897.
47. Salmojraghi, Fr., Sulla continuità sotteranea del fiume Timavo. Atti Soc. Ital. d. scienze nat. Milano 1905. Vol. 44.
48. Sawicki, L. R. v., Beitrag z. geograph. Cyclus im Karst. Geograph. Zeitschr. (Hettner) Leipzig 1909, 15. Jhg.
49. Schenkel, Th., Karstgebiete und ihre Wasserkräfte. Wien-Leipzig 1912.
50. Schmidl, A., Die Grotten u. Höhlen von Adelsberg, Lueg, Planina u. Laas. Wien 1854.
51. Schollmayer-Lichtenberg, Wasserversorgung im Karstgebiete. Mitteilg. d. Musealver. f. Krain, 20. Jhg. Laibach 1907.
52. Seemann, J., Mißerfolge der Wünschelrute in Nordböhmen. Journal f. Gasbel. u. Wasserversorg. (Dr. Bunte) Nr. 17, 1912.
53. Stoiser, J., Die ältesten Nachrichten über d. Zirknitzer See u. a. Karstersch. 32. Jahresber. d. Staatsoberrealschule in Graz, 1904.

54. Supan, A., Grundzüge des physischen Erdkunde, Leipzig 1903.
55. Tschebull, A., Projekt einer Trinkwasserleitg, f. d. Stadt Triest. Zeitschr. d. öst. Ing.- u. Arch.-Ver. Wien 1896.
56. Unbekannt, Die Nutzbarmachung d. Meerwassers f. städtische Zwecke. Ebenda, Wien 1894.
57. Unbekannt, Wünschelrute u. automat. Quellenfinder. Montanzeitung, XVII, 4, Graz 1910.
58. Waagen, L., Die Karsthydrographie u. Wasserversorgung in Istrien. Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. Jhg. 1910.
59. Waagen, L., Die unterird. Entwässerung im Karste. Geograph. Zeitschr. (Hettner) Leipzig 1910, 16. Jhg.
60. Waagen, L., Wo mündet die Reka? Urania, III. Wien 1910.

Es sind zwei Hypothesen, die sich in den Karstwasserfragen gegenüberstehen: die Karstwasserhypothese, die vor allem von Grund und — mit etlichen Abänderungen — von wenig anderen Forschern vertreten wird, und die alte Lehre von den unterirdischen Gerinnen, als deren bedeutendster Vertreter Katzer gilt.

Grund (12), der die Lehre vom »Karstwasser« aufgestellt hat, behauptet, daß das auf ein verkarstetes Gebiet fallende Regenwasser nicht oberflächlich abfließe, sondern vom Gestein aufgesaugt und so lange durch Klüfte absickern werde, bis es eine noch nicht bestimmte Tiefe erreicht hat. Über dieser »Grenzfläche« wird sich nun das abfließende Wasser ansammeln, jedoch nicht stagnieren, sondern in einer schiefen Ebene fortfließen. Daher setzt sich die Bewegung des Wassers aus zwei Komponenten zusammen: einer vertikalen und einer schiefen. Die sich fortbewegende Wassermasse erinnert an das normale Grundwasser, unterscheidet sich jedoch von diesem durch das verschieden große Ausmaß der Spiegelschwankung und die größere Geschwindigkeit des Stromes (13). Grund nennt das abfließende Wasser »Karstwasser«. v. Knebel (27) wendet sich gegen diese Bezeichnung und sagt, aus Grunds neuen Fachausdrücken »Grundwasser« für »stagnierendes Grundwasser« und »Karstwasser« für »strömendes Grundwasser« könnten leicht Mißverständnisse entstehen, und dann sei diese Bezeichnung nichts für den Karst Eigentümliches. 1910 bemerkt Grund (13), daß er fast geneigt sei, die Aufstellung eines eigenen Namens für das Karstgrundwasser für überflüssig zu halten, denn der Hauptunterschied des Karstwassers und des normalen Grundwassers ist das verschieden große Ausmaß der Spiegelschwankung und die größere Geschwindigkeit im Strömen[1]).

[1]) Daubrée (7) bezeichnet die oberste Grundwasseretage als die phreatische Schicht und nennt Grundwasser nur die unterste, auf einer undurchdringlichen Gesteinsschicht aufliegende Wassermasse. Grund nennt die phreatische Schicht, wie wir bereits wissen, Karstwasser; Supan (54) nennt diese Schicht Kluftwasser und rechnet es mit zum Karstgrundwasser. Perko (42) sagt, im Karst, wie in jedem klüftigen Gestein gibt es kein Grundwasser, sondern ganz gewöhnliches unterirdisches Flußwasser. Hoernes (19) legt dar, daß man im istrischen Karst nur in ganz beschränktem Sinne von Grundwasser sprechen kann. Katzer (24)

Das Karstwasser bildet nach Grund (12) den Karstwasserspiegel, der einheitlich ein größeres Gebiet durchdringt. Dadurch aber, daß für das ganze Karstgebiet nicht derselbe Wasserspiegel maßgebend ist, erfährt die Flächenausdehnung des Karstwassers eine Einschränkung. Bedingt wird diese Erscheinung durch undurchlässige, stauende Barren: hierdurch entstehen die Karstwasserzonen. Richter (45) erblickt in diesen unterirdischen Barren eine Veranlassung zur Hebung des Karstwasserspiegels und schreibt den durch diese bedingten inneren Aufstauungen die Entstehung der »Dauerquellen« zu (Bistricaquelle bei Livno). Katzer (22) führt hierzu aus, daß viele der gewöhnlichen Erscheinungen der Karsthydrographie gar nicht oder nur sehr gekünstelt von der Karstwasserhypothese erklärt werden können, wie z. B. durch die fortwährende Zuhilfenahme von stauenden Barren, mittels welcher eine Vielheit von Wasserspiegeln konstruiert wird, die, im Grund genommen, kaum etwas anderes sind als eine hypothetische Umschreibung der in verschiedenen

---

bestreitet »das von der Karstwasserhypothese supponierte, aber unerweisliche Vorhandensein eines zusammenhängenden, einheitlichen Grundwasserspiegels im tiefen Karst« und erklärt, daß sich das Bodenwasser in verschiedenartig gespaltenen, verzweigten Gerinnen sammelt, die, zu komplizierten Systemen vereinigt, ihre gesonderten unterirdischen Einzugsgebiete besitzen und das Karstgebirge in den verschiedensten Tiefenlagen durchziehen. Die zwei einzigen Grundwasserspiegelhorizonte im Triestiner Karste bilden nach Schenkel (49) die älteren Unterlagerungen der Kreide und der Meeresspiegel. Waagen (58) definiert als Grundwasser »im allgemeinen jenes Wasser, das von der Oberfläche her in den Boden einsickert und sich dann über einer wasserundurchlässigen Schicht erhält«, Schollmayer-Lichtenberg (51), als »jene Wasserschicht, welche dem Hangenden der impermeablen Unterlage der durchlässigen Kalke aufliegt«, und Keilhack (26) im Gegensatze zum Oberflächenwasser als »alles unter der Erdoberfläche befindliche, auf natürlichem Wege dorthin gelangte flüssige Wasser«. Keilhack verwirft die Trennung des sich in lockerem, durchlässigem Gebirge ohne undurchlässige Deckschicht bewegenden Wassers von dem unter abschließender, undurchlässiger Schicht stehenden und dem in Spalten und Klüften unserer festen Gesteine verlaufenden. Schließlich erklärt Grund (14), daß er unter Grundwasser »das in den Boden eingedrungene Meteorwasser verstehe, sobald dieses die vertikale Bewegung des Einsickerns mit der horizontalen Bewegung zur Quelle vertauscht hat, mag sich diese Bewegung nun in porösem oder in klüftigem Gestein oder in Schotter, Sand oder in einer Breccie vollziehen«, da er in diesem Material nicht das Charakterisierende für das Grundwasser erblicken kann, sondern im meteorischen Ursprung und der Herkunft aus Sickerwasser. Grund betrachtet die subterrane Ansammlung eingesickerten Meteorwassers, ohne Rücksicht ob eine Ansammlung auf einer Unterlage zustande kommt oder nicht, als das Charakteristische des Grundwassers; denn seiner Meinung nach ist die Unterlage nebensächlich, da die Erde, selbst wenn sie ein poröser Sandball wäre, doch Grundwasser hätte. Stoiser (53) nennt das über dem stagnierenden Grundwasser abfließende, zirkulierende Meteorwasser Karstwasser, welches stets von den atmosphärischen Niederschlägen gespeist wird. Höfer (17) bezeichnet das unterirdische Wasser als Bodenwasser (auch Tiefen- oder Grundwasser im weiteren Wortsinne), das sich in der Tiefe des Erdbodens vorfindet, und erklärt es als vorwiegend eingedrungenes Oberflächen-, seltener Kondensationswasser und unterscheidet außerdem Felswasser, welches wiederum Ponoren-, Spalten- und Höhlenwasser sein kann.

Tiefenlagen das Karstgebirge durchziehenden unterirdischen Gerinne, wobei oft behauptet wird, es »muß« eine solche undurchlässige Barre an zwei nahe beieinander liegenden Punkten vorhanden sein, wenngleich für eine solche Annahme auch keine geologische Wahrscheinlichkeit vorliegt. GRUND nimmt verschiedene Gesteine, am häufigsten aber den Dolomit als undurchlässige Barren an. Da sagt aber KATZER, daß dies gerade eine Umkehrung der Tatsachen sei, denn dem viel klüftigeren Dolomit gegenüber wirkt der Kalkstein stauend und nicht umgekehrt (z. B. Mošunj bei Travnik und Drinovdol bei Jajce in Bosnien, die Umgebungen von Bradina, Konjica und Lastva in der Herzegowina usw.). KATZER erhebt Einspruch gegen GRUNDS Ansicht, daß das Karstwasser (im Kalk) zwischen Dolomit (siehe oben!) und Konglomerat »eingekeilt« sei, denn diese beiden Gesteine sind in der Regel durchlässiger als der Kalk selbst, speziell dann, wenn sich es um ein einheitliches, den gleichen tektonischen Einwirkungen ausgesetztes Schichtensystem handelt.

KREBS (28) bemerkt, daß die Versuche mit Lithiumchlorür den Zusammenhang zwischen der bei St. Kanzian am Karst verschwindenden Reka und verschiedenen Quellen im Golfe von Triest, unter anderem auch der Timavoquelle unzweifelhaft nachgewiesen haben, woraus hervorgeht, daß das Flußwasser nur einen verschwindenden Teil der verschiedenen Quellen bildet, wie ja auch die Wasserführung des Timavo 25 mal so groß ist wie die der Reka. KREBS schließt weiter, daß von einem einzigen Höhlenfluß nicht mehr wird gesprochen werden können, sondern mindestens von zahlreichen Verzweigungen, denn so minimal das Rekawasser der Menge nach ist, ergab sich aus dem vorstehenden Versuch, daß es sich doch über die ganze Fläche verteilt und in allen Quellen nachweisbar ist. Diese Erscheinung und die Zeiten, welche vergingen, bis die einzelnen Quellen den Lithiumgehalt anzeigten, sowie die Wetterberichte sind nach KREBS Zeugen für die Richtigkeit der GRUNDschen Theorie. Daß die der Rekaschwinde näher gelegenen Quellen den Lithiumgehalt später angezeigt haben, erklärt KREBS dadurch, daß sie infolge ihrer höheren Lage erst bei einem mächtigen Ansteigen des Grundwasserniveaus Rekawasser abgeben konnten. Bezüglich der Wetterberichte äußert sich KREBS dahin, daß während der Regenperiode vom 26. Dezember bis 1. Januar der Grundwasserspiegel bedeutend steigen mochte, die Flutkurve sich aber um einige Tage verzögerte, da die Entwässerung im Höhlenrevier langsam vor sich geht, und meint auf Grund dieser Erscheinungen, daß das Flußwasser in den Quellen nur untergeordnete Bedeutung hat.

Auf den vorhin erwähnten Zusammenhang zwischen Reka und verschiedenen Quellen im Golfe von Triest hatten schon BOEGAN (3) und SALMOJRAGHI (47) hingewiesen. Ersterer auf Grund der Koinzidenz der Hochwasser der Auresinaquellen bei Nabresina und der Reka, letzterer auf Grund der Erscheinung, daß die Sande der Reka, des Timavo und

der Auresinaquellen dieselbe mineralogische Zusammensetzung aufweisen. Da aber auch an der Wippach und in Berkin die gleichen Sandsteine (28) wie an der oberen Reka sind, ist diese Annahme keine zwingende, und Krebs (32) erachtet Salmojraghis Studien infolge der weiten Verbreitung gleichartiger Gesteine als fehlgeschlagen. Katzer (23) bemerkt zu den früher angeführten Ausführungen Krebs', daß die intensive Uraninfärbung des Risanoflusses von dem 12 km entfernten Odolina-Ponor entschieden für das Vorhandensein einer wenig gehemmten, unterirdischen Gerinneverbindung zwischen den beiden Obertagsgewässern spricht, erklärt sich also gegen Grunds (12) Auffassung, daß sich das in einem Ponor verschwindende Wasser in den Kalkklüften verliere, bzw. im allgemeinen Kastwasser aufgehe, weil es sonst ausgeschlossen wäre, daß der Risanofluß — und anscheinend nur dieser — eine so ausgiebige und anhaltende Färbung hätte annehmen können, daß die Bauern an ein Wunder glaubten«. Katzer führt weiter aus, daß sich die Gerinne nicht nur vertikal, sondern auch horizontal verzweigen können, und daß ein Gerinne auch in ein von anderen Zuströmungen alimentiertes unterirdisches Reservoir einmünden kann, aus welchem es sich erst in die Fläche verteilt. Die Annahme eines solchen Reservoirs ist allerdings hypothetisch, aber weniger als das allgemeine Karstwasser, denn ein Karstwasserspiegel ist bisher noch nirgends erwiesen worden, während als Wasserreservoir die Hohlräume im Karste gelten, die tatsächlich vorhanden sind. Krebs (29), der zwischen den beiden Lehren vermittelt, erachtet den Unterschied zwischen seiner und Katzers Auffassung in den Karstwasserfragen darin, daß er große subterrane Wasserreservoirs bezweifelt und Wasser in verschiedenen Tiefenlagen nur unter der Bedingung annimmt, daß kleine Adern durch impermeablen Höhlenlehm verhindert sind, sich bis in das Grundwasserniveau zu senken. »Ein geschlossenes, einheitliches Grundwasserniveau«, schreibt Krebs, »in ganz Istrien ist beim geologischen Bau des Landes, wo die Kalkzüge durch tiefgreifende Flyschzüge unterbrochen sind, gewiß nicht anzunehmen, und weder Grund, noch ich haben in einem solchen Falle je an ein solches gedacht«.

Waagen (60) bemerkt, wenn auch ein Zusammenhang zwischen Reka und Timavo nachgewiesen erscheint, so darf man dennoch nicht behaupten, daß die Reka als Timavo ins Meer münde, ebensowenig wie der Natisso oder die Aussa als die Mündung des Natisone bezeichnet werden dürfen. »Die Reka erstirbt im Karstgrundwasser, bevor sie noch das Meer erreicht«.

Wie erwähnt, gibt Grund (13) zu, daß die Annahme eines stagnierenden Grundwassers irrig sei, daß auch in größeren Tiefen im Grundwasser eine, wenn auch langsame, in parabolischen Druckbahnen gegen die Quelle aufsteigende Bewegung herrscht. »Damit«, meint Grund, »entkräften sich wohl auch die Einwände v. Knebels (27) und Katzers (22) bezüglich der »submarinen« Quellen.« In der Regel kennt man die

Mündungsstellen von verschiedenen Bächen und Flüssen nicht, so daß man sich fragen muß, wohin wohl jene großen Wassermengen kommen. Die Erklärung finden wir in der Existenz der »untermeerischen« Quelle, die sowohl von der Westseite Istriens, als auch längs der quarnerischen Küste auftreten. »Diese,« schreibt Waagen (58), »halten an ihrer Mündung die Temperatur im Sommer stets bedeutend niedriger im Vergleich zum umgehenden Meere.« v. Knebel und Katzer erklären die submarinen Quellen als Ausflüsse unterirdischer Wasserläufe, deren Strömung kräftig genug ist, um den hydrostatischen Gegendruck des vor der Quellöffnung befindlichen Meerwassers zu überwinden. Lorenz (36) hat dieselben seinerzeit studiert und auf einige bemerkenswerte Phänomene hingewiesen. In der Bucht von Priluka gibt es so kräftige Steigquellen, daß die Schiffer denselben zur Regenzeit ausweichen müssen, ähnlich jenen von Ika und Lovrana. Gegenüber der Bucht von Jeleušica bei Moščenice ist eine besonders auffällige Quelle, die aus einem engen, 130 m tiefen Trichter mit großer Gewalt emporsteigt. »Die Steigkraft dieser Quellen«, schreibt Hoernes (19), »läßt auf einen sehr bedeutenden hydrostatischen Druck schließen, der von einer hohen Wassersäule ausgeübt werden muß, welche seitlich nicht ausweichen kann, sich also unter analogen Verhältnissen befinden muß wie das Wasser in kommunizierenRöhren oder artesisches Wasser, das in einer wasserführenden Schicht zwischen undurchlässigen Schichten gespannt ist.« Im allgemeinen jedoch sind die submarinen Quellen weniger wasserreich. Auch der Umstand, daß nur durch die Wasserzufuhr in einem abgeschlossenen Lauf aus einem höheren Niveau sich der hohe Druck erklären läßt, mit dem solche Quellen aus beträchtlicher Tiefe bis zur Meeresoberfläche aufwallen, spricht dafür, daß wir in diesen submarinen Quellen die Mündungen von Höhlenbächen oder Flüssen zu suchen haben. Hoernes (19) tritt für die Nutzbarmachung der untermeerischen Quellen ein, wie dies schon vor Jahren bei einer submarinen Quelle bei dem neapolitanischen Städtchen Torre del Annunziata geschehen ist.

Keilhack (26), sowie auch Katzer (24) führen die Erscheinungen der Schluckschlünde als besonderes Argument gegen die Karstwasserhypothese an. Die Schluckkraft steigert sich nach Katzer entsprechend dem Druck der über dem Schluckschlund stehenden Wassermasse. Dadurch daß die Ponore trotz der Inundation weiter Wasser schlucken, und zwar umsomehr, je höher die Inundation im Polje steigt, erachtet Keilhack diese Erscheinung als mit der Karstwasserhypothese unvereinbar. Ballif (1), der über die Schlucktätigkeit der Ponore im Polje von Livno berichtet, hat sich in ähnlicher Weise wie Katzer über diese Erscheinungen geäußert. Nach Grund (12) wird die winterliche Überschwemmung eines Poljes durch das Ansteigen des »Karstwasserspiegels« über den Poljeboden, die sommerliche Austrocknung durch das Herabsinken desselben unter die Poljesohle bewirkt. Bock[1]) (2) sagt, daß nach Grund das

[1]) von der Arbeit lag nur ein Teil der Korrektur vor.

Grundwasser das vielmaschige kommunizierende Gefäß der Kalkklüfte erfüllt, und daher der Überdruck auf der einen Seite sofort einen Überdruck auf allen anderen Seiten auslösen wird. Die Vergrößerung der für den Durchfluß in Betracht kommenden Schicht ermöglicht bei gleichbleibender Geschwindigkeit den Durchfluß der vermehrten Wassermenge, so daß es zu keinem Rückstau, zu keinem Steigen des Karstwasserspiegels, zu keiner Überschwemmung der Poljen kommen könnte, wenn die Karst- und Grundwasserhypothese richtig wäre. Katzer (25) weist auf Grund der Erscheinungen am Polje von Lužci Palanka und Tukbobija in Nordwestbosnien die Unrichtigkeit der Grundschen Auffassung nach. Die zahlreichen, rund um das Polje entspringenden Quellen zeigen zwar Ergiebigkeitsschwankungen, spenden aber auch bei größter Dürre reichlich Wasser, während das Höhlenwasser von Praštala im Poljeboden versiegt, ehe noch das im Winter überschwemmte Polje trocken geworden ist. »Das Höhlenwasser«, sagt Katzer, »von Praštala müßte nach der Theorie den längsten Bestand haben, während die Quellen in der Umgebung des Polje, wenn ein Zusammenhang zwischen ihnen und dem hypothetischen einheitlichen »Karstwasserspiegel« bestünde, längst früher versiegen müßte, noch ehe das viele Meter tiefer gelegene Polje ausgetrocknet wäre.« Schenkel (49) erklärt, daß die periodischen Überflutungen der Poljе dadurch zustande kommen, daß die Zubringer eines Poljes stärker sind, so daß das zugeführte Wasser von den Kluftgängen nicht geschluckt werden kann, wodurch diese wieder Wasser nach oben abgeben können und so zu Wasserspeiern werden, deren es ganze Reihen am Zirknitzersee und an fast allen anderen Poljen gibt. Wird das zugebrachte Wasser von den Klüften nicht aufgenommen, ohne daß besonders große Widerstandshöhlen zur Überwindung der inneren Reibungsverhältnisse geschaffen werden müssen, so beginnt die Inundation der Poljen. Der Zirknitzersee ist, wie Stoiser (53) berichtet, auch nur ein inundiertes, echtes Polje. Die Poljen stehen durch unterirdische Flußläufe miteinander in Verbindung. Die Füllung des Beckens des Zirknitzersees erfolgt durch emporquellendes Wasser aus den Schlundlöchern am Seegrund, sowie am Ufer. Die Wasserzufuhr geschieht durch Estavellen (Löcher und Dolinen im Talboden und den Ufern, die bald als Saug- und bald als Speilöcher dienen). Jeder Ponor hat sein eigenes Flußgebiet. »Die Ursache aller hydrographischen Erscheinungen im Karst«, schreibt Stoiser (53), »ist nämlich im Gegensatz zu den mitteleuropäischen Flußverhältnissen nicht der Fluß, sondern die Quelle, bzw. das Karstwasser.« Stoiser vergleicht dann die Wasserstandskurven mit den Niederschlagskurven und findet ein Verspäten der ersteren und sagt hierüber: »Darin liegt auch der schlagendste Beweis, daß die Poljeüberschwemmungen Schwankungen und nicht bloße Flußhochwässer des Karstwassers sind, weil sie sonst mit dem Niederschlagsmaximum zusammenfallen müßten.«

Gavazzi (9) unterscheidet Sohlen- und Randponore, die die oberen Eingänge von Fugen, Kanälen oder Höhlen, in denen die Gewässer verschwinden, um in einem tieferen Horizonte als starke Quellen wieder ans Tageslicht zu treten, darstellen. Hauers (16) Estavellen betrachtet Gavazzi als ein Bindeglied zwischen den Ponoren und den Speilöchern.

Grund und auch Penck (41) haben sich gegen die Existenz der Höhlenflüsse ausgesprochen und bezüglich aller Quellen des Karstes angenommen, daß sie dem Grundwasser entströmen. Grund (14) bemerkt, daß man überall im Karst das Phänomen abnorm starker Quellen, der sogenannten Flußquellen sieht, das sich dadurch erklärt, daß große Einzugsgebiete ihre unterirdische Entwässerung auf einen oder einige wenige Quellaustritte konzentriert haben. Waagen (59) erachtet die Einteilung Katzers (22) der verkarsteten Gebiete in tiefen und seichten Karst als den Ausgangspunkt für die Lösung der Frage der Karstentwässerung, und nach seinen eigenen Beobachtungen unterscheidet Waagen »im seichten Karst kein Grundwasser im eigentlichen Sinne, doch unterscheidet sich dieses nicht wesentlich vom Grundwasser anderer Gegenden. Im tiefen Karst dagegen fehlt echtes Grundwasser vollständig; hier existiert nur ein Staugrundwasser längs der Küsten und außerdem als wichtigster Faktor Höhlengerinne, welche in den untermeerischen Quellen ausmünden[1]).

Katzer (22) und v. Knebel (27) erklären die Karstentwässerung durch die Lehre der Karstgerinne. Katzer sagt: »Die wichtigste Eigenheit des Karstes beruht in seinen unterirdischen Gerinnen. Die spalten-, röhren- und grottenförmigen Hohlräume der verschiedensten Gestalt und Größe, mit den verschiedensten Gefällverhältnissen, bedingen den hydrographischen Unterschied zwischen Karst und Nichtkarst.« »Die Karstgerinne entstehen, indem im Karst die Einsickerung des Niederschlagswassers sehr rasch und unregelmäßig durch die klaffenden Klüfte erfolgt. Unregelmäßig deshalb, weil sich die Einsickerung auf jene Klüfte konzentriert, welche durch die mechanische Erosion und chemische Dissolution der durch sie hindurchrinnenden Wassermenge zu Röhren und Grotten erweitert und zu Sammelkanälen des aus seitlichen Klüften zusitzenden Wassers werden.« In den Karstgerinnen erfolgt die Fortbewegung des Wassers nicht lediglich in der Gefällsrichtung wie bei einem Grundwasserstrom, sondern sie unterliegt auch dem statischen Gesetze der kommunizierenden Röhren, wenn auch auf den ersten Blick eine solche Wasserzirkulation dem Gesetze der kommunizierenden Gefäße zuwider zu laufen scheint. Dies ist aber nicht der Fall, weil die Hauptbedingung hierzu, eine regelrechte Verbindung, fehlt. Katzer läßt es, wie bereits erwähnt, in jeder Tiefenlage zur Bildung von Wasserreservoirs kommen und erachtet die Verbindungsspalten in einer für die Wasserzirkulation ungünstigen Schicht für so minimal, daß das stark

[1]) Bock hingegen unterscheidet sichere Typen der Verkarstung.

hinströmende Gerinne durch so kleine Spalten in keinerlei Weise beeinträchtigt wird. Keilhack (26) schließt sich rückhaltlos den Ansichten Katzers an und führt unter jenen Erscheinungen die durch die Grundsche Hypothese nicht erklärt werden können, die Tatsachen an, daß »von an dem gleichen Gehänge entspringenden Quellen mehrfach die tiefer gelegenen früher versiegen als die höher gelegenen; daß im gleichen Karstmassiv ständige und intermittierende Quellen nebeneinander auftreten; daß intermittierende Quellen im Karst überhaupt möglich sind; daß von unter geologisch gleichen Verhältnissen nahe beieinander und in ziemlicher Höhe auftretenden Quellen, die einen auf Niederschläge rasch, die anderen gar nicht reagieren, die einen in kurzer Zeit nach jedem Regen, die anderen niemals trübe werden.«

Waagen (58) legt dar, daß auch das Grundwasser Abflüsse hat; es sind dies jene Tiefenquellen im Meere, welche in der Schorre entspringen. Die Spalten im Kalkstein werden hier erfüllt, weil diesem »Kluftwasser« vom Meere das hydrostatische Gleichgewicht gehalten wird. Hier handelt es sich also um Staugrundwasser; daher ist es auch begreiflich, daß die hierher zu rechnenden Quellen nicht selten über dem Meeresspiegel hervorbrechen, da ja das spezifisch schwerere Seewasser einer höheren Säule von Süßwasser das Gleichgewicht hält, und da überdies bei behinderter Verbindung capillare Reibungen hinzutreten. Es lassen sich nach Waagen an der istrischen Küste zweierlei Quellen unterscheiden: zumeist brackische Strandquellen, die den Ablauf des Staugrundwassers bedeuten, und Quellen, welche die Mündungen unterirdischer Gerinne verstellen und überwiegend untermeerisch austreten. Die Richtigkeit dieser Annahme wurde durch Hugues' (21) Versuchsbohrungen bei Parenzo bestätigt. Es existieren dort mehrere Pozzi mit etwas brackischem Grundwasser; unweit der Stadt aber stieß Hugues bei 6 m Tiefe unter dem Meeresspiegel auf eine Quellader, welche seitwärts eindrang und vollkommen süßes Wasser in reichlicher Menge ergab, mit einer konstanten Temperatur von 11°. Die Pozzi lassen den Einfluß der Gezeiten erkennen, die Quelle jedoch nicht. Da wäre auch der römische Brunnen von S. Mauro unweit Valle, südöstlich von Rovigno, zu erwähnen und der Pozzo Manzin in Dignano, den uns Krebs (30) beschreibt. Derselbe stellt eine Schlundspalte dar, deren Öffnung in 140 m Seehöhe liegt, bei einer Entfernung von 5,6 km von der Küste. Diese Spalte führt im Grund stets Süßwasser, das in trockener Jahreszeit bloß 12—16 m, zur Regenperiode aber 30—42 m über dem Meeresspiegel steht.

»Intermittierende Quellen«, schreibt Putick (44), »sind bekanntlich Ausmündungen unterirdischer Wasserläufe, deren verborgene Höhlenweitungen untereinander durch röhrenförmige Profilveränderungen derart kommunizieren, daß von Zeit zu Zeit ein höherliegendes Höhlenbassin, ähnlich wie durch einen riesenhaften Saugheber, selbsttätig entleert wird.« Hoernes (19) führt aus, daß sich die Bildung der untermeerisch

austretenden Quellen bei dem heutigen Stande des Meeres kaum erklären läßt, wohl aber dadurch, daß ein früherer Tiefstand des Meeres angenommen wird. Die oft aus beträchtlicher Tiefe hervorkommenden Quellen des Quarnero bekunden ebenso wie die ertränkten Flußtäler Istriens, der Arsalkanal und der Canal di Leme, daß das Land einst viel höher lag, wodurch sich sowohl die oberirdischen, als auch die unterirdischen Gerinne in einer Weise ausbilden konnten, wie dies beim heutigen Stand des Meeres unmöglich wäre.

Außer dem Grundwasser unterscheidet SCHOLLMAYER-LICHTENBERG (51) noch »alles Wasser in den durchlässigen Kalken« als Kluftwasser, welches in unterirdisch geschlossenen Räumen verschiedenster Größe und Ausdehnung horizontal und vertikal, perennierend und periodisch fließt, bis es endlich den Horizont des Grundwassers erreicht, der für den adriatischen Karst sehr tief liegt und nur ausnahmsweise erreicht wird und in das Grundwasser übergeht. Das zirkulierende Kluftwasser ist jedoch in allen Horizonten verteilt, bildet Flüsse, Bäche, Quellen und Wasseransammlungen jeder Art.« PERKO (42) sagt, daß schon die alten Gelehrten der Hydrographie ganz vernünftig theoretisch das Vorhandensein von aneinander hängendem Grundwasser im klüftigen Terrain, das dem beweglichen (lockeren) Diluvialterrain eigen ist, verneint und die Ansicht vertreten haben, daß zwischen Flußschwinde oder Saughöhle (Ponore) und Pseudoquelle (Vaucluse) oder Riesenquelle faktisch eine kanalartige Kommunikation, also ein echter unterirdischer Flußlauf (Höhlenfluß) vorhanden sei, sowie daß das Schwindwasser nicht zuerst in Grundwasser übergehe, um dann erst das Terrain höhlenflußähnlich zu verlassen. All die jüngsten und ältesten unterirdischen Forschungen der Speleologen haben empirisch und materiell diese Ansicht durch Tausende von Beispielen in den Schlünden, Höhlen und deren Gewässern bestätigt. PERKO führt dann weiter aus, daß die Zirkulation der unterirdischen Gewässer manchmal beträchtliche Niveauunterschiede des Wasserspiegels unter manchen Spalten, die entweder miteinander in Verbindung stehen oder nicht, aufzuweisen haben. »Die Grundwasserverhältnisse,« schreibt FISCHER (8), »sind im Karst anders gestaltet als in den übrigen durchlässigen Gesteinsarten. Im Karstterrain bildet das feste Gestein die Grundmasse, und dazwischen liegen einzelne wasserführende Spalten, welche in Poljen und tiefen Tälern aus Klüften und Höhlen ausmünden oder am Rand des Plateaus als mächtige Quellen erscheinen ...« RICHTER (45) nennt die »Vaucluse quellen« »dauernde Quellen« zum Unterschiede von den »periodischen Quellen« oder »Hungerquellen.« GAVAZZI (9) nennt hingegen Grundwasserquellen jene, die ihren Ursprung dem aus der Atmosphäre auf die Erde gelangenden Wasser verdanken, und bezeichnet als »Karstwasserquellen« jene, welche Ausmündungen unterirdischer Kanäle oder Fortsetzungen sich verschlundender Bäche oder Flüsse sind, die nur zu bestimmten Jahreszeiten große Wassermassen ausspeien. MARTEL (40) unterscheidet wiederum vier Typen

der Vauclusequellen, und nach Höfer (17) können sich dieselben in das Grundwasser ergießen.

Perko hat auch schon teilweise die Höhlen Untersteiermarks erforscht und nirgends eine Spur von Grundwasser finden können. Als Argumente, die gegen das Grundwasser im Karste sprechen, führt er an: 1. den Versuch des Ingenieurs Pollay im Jahre 1902, der in der Bahnhofsgrotte von Nabresina an der tiefsten Stelle der Höhle einen 34,95 m tiefen Schacht abteufen ließ, um den unterirdischen Lauf des Timavo für die Wasserversorgung der Stadt Triest heranzuziehen, jedoch kein Grundwasser fand; 2. bei Basovica, oberhalb Triest, hat ein Konsortium eine Schachtanlage, angeblich zur Schürfung auf Kohle, errichten lassen, doch suchte man nach Kluftwasser. Die Schachttiefe reichte angeblich unter den Meerespiegel, doch fand man auch hier kein Grundwasser; daß Flußwasser nicht angefahren wurde, führt Perko darauf zurück, daß die Hauptdrainagehöhle (Hauptwasserlauf) entweder neben oder auf weitere Entfernung vom Schachte liegt; 3. in der Brauerei Dreher in Triest wurde eine sehr tiefe artesische Bohrung vorgenommen, ohne daß Grundwasser angefahren wurde. Allerdings beansprucht Grund (14) die Erfolglosigkeit dieser Bohrungen als Beweis für seine Darlegungen.

Grund nimmt also ein einheitliches Karstwasserniveau an, das in allen Fugen gleiche Höhe aufweist, sich aber nach dem Zuflusse richtet; dasselbe wird von oben durch Sickerwasser gespeist und hat sowohl gegen das Meer, wie auch zu den Quellen ein sanftes Gefälle. Diejenigen Quellen, die unter dem Karstwasserniveau liegen, sind nach Grund immer tätig, die höherliegenden versiegen. Katzer lehnt ein einheitliches Niveau ab und erklärt, man könne in keiner bestimmten Tiefenlage ein solches annehmen; er anerkennt nicht die Abhängigkeit vom Grundwasser, weil das Wasser im Innern des Gebirges nur auf die Gesteinsverhältnisse angewiesen ist und gewiß dort rinnen wird, wo sich ihm hierzu bessere Bedingungen bieten. Waagen (58) bedauert, daß sich Grund gegen die Anerkennung von unterirdischen Gerinnen ausgesprochen hat und an deren Stelle stagnierendes oder eigentliches »Grundwasser« und fließendes »Karstwasser« annahm, wodurch die weitere Annahme stauender Riegel u. dgl. notwendig war, um das Vorkommen in verschiedenen Niveaus an räumlich ganz benachbarten Orten vorstellbar zu machen. Aus dieser Annahme eines allgemeinen Karstgrundwassers, die sich in den österreichischen Karstgebieten einer großen Verbreitung erfreut, ergaben sich viele Schädigungen, wie zum Beispiel bei Tschebulls (55) Projekt[1]) die Quellen von St. Giovanni von Triest auszubauen. Hierzu bemerkt Waagen, daß die für jene Stollenbaue verwendete Summe von 60000 Kronen hätte erspart werden können, wenn ein Kenner der Karstwasserverhältnisse zugegen gewesen wäre, denn es stellte sich heraus, daß die Quellen von St. Giovanni, oberhalb

[1]) Das auf der gleichen Theorie fußte.

Triest, in normaler Zeiten keine Wasserverbindung mit der Reka besitzen, sondern nur zur Zeit der Hochwasser. GRUND (14), der jede Schädigung durch seine Theorie zurückweist, schreibt: »Auch die Behauptung von der weiten Verbreitung meiner Theorie in Österreich ist leider unwahr. Nahezu alle österreichischen Karstforscher (PERKO, KATZER usw.) sind gegen die Grundwassertheorie. Ich bin auch noch nie in irgendeiner karsthydrographischen Frage zu Rate gezogen worden.«

BOEGAN (3) schließt sich ebenfalls der Lehre von den Karstgerinnen an, indem er eine Kombination von Flußwasser- und Grundwasserbewegung annimmt. Auf Grund der Lehre von den Karstgerinnen sind vor allem zwei Eigenschaften der Höhlenflüsse zu erwähnen, durch welche sich dieselben wesentlich von obertägigen Flußläufen unterscheiden. Erstens, die Möglichkeit der Zerteilung, Gabelung, eines Höhlenflusses in mehrere Gerinne und die Erscheinung, daß dem unterirdischen Bette auch ansteigende Strecken eingeschaltet sein können, welche der Fluß mittels Heberwirkung überwältigt. PERKO (42) untersuchte in den Jahren 1904—1905 die hydrographischen Verhältnisse der Talebene von Matteria in Nordistrien. Dem nordwestlichen Teile des Tschitschenkarstes fließen von der Rekamulde zahlreiche Gerinne zu und verschwinden fast genau an derselben Kalkgrenze. PERKO nahm nun an, daß alle diese Bäche einem Haupthöhlenfluß zuströmen würden, der etwa parallel der Straße Triest-Fiume verlaufen würde. Die im Dezember 1907 angestellten Versuche zeigten jedoch, daß sich der problematische Haupthöhlenfluß nicht gegen Triest wendet, sondern nach Südwesten ausweicht und den nördlichen Tschitschenkarst, bzw. den mehr als 1000 m langen Gebirgsstock des Slavnik auf eine Entfernung von 12 km untertunnelt.

WAAGEN bespricht auch die Projekte der Wasserversorgung Istriens und schließt sich den Ausführungen SCHOLLMAYER-LICHTENBERGS (51) an, da er diese für aussichtsreicher hält, da dieselben den jeweiligen lokalen Verhältnissen angepaßt erscheinen, im Gegensatze zu jenen großzügigen Projekten, die bisher in Betracht gezogen wurden. Nach jenen käme, bekommt man wirklich einwandfreies Wasser, das Kubikmeter — wie GNIRS (11) gezeigt hat — in manchen Gegenden auf 2 Kronen. GNIRS (10) erklärt das Projekt des Baron SCHWARZ, wonach im nördlichen Istrien mehrere Talsperren angelegt und in ihnen die Ausgangspunkte eines ausgedehnten Rohrnetzes etabliert werden sollen, damit das Wasser in natürlichem Gefäll allen Ortschaften bis zur Küste herabgebracht wird, für nicht einwandfrei, da hierbei auch die Zuführung von Wasser an Orte, die an Ort und Stelle genügend Süßwasser haben, vorgesehen ist. GNIRS tritt ebenfalls für die Wasserversorgung mit Anpassung an die lokalen Verhältnisse ein.

SCHOLLMAYER-LICHTENBERG (51) erörtert für die Wasserversorgung im Karste folgende Punkte. Schüssel- oder trichterförmige Dolinen, die mit oft sehr mächtigen Schichten von Terrarossa-Lehm ausgekleidet

sind, nehmen das Regenwasser der Umgebung auf und leiten es in das Innere der Gebirge. Die Lehmschichten sind ja imstande, einige Zeit das Regen- oder Schneewasser in den Dolinen zurückzuhalten, doch bald verschwinden die Lachen, die mitunter kleine Seen darstellen. Sind die Abzugsspalten einer solchen Doline verstopft, so kann sich das in derselben angesammelte Wasser auch das ganze Jahr hindurch erhalten, und bilden diese daher natürliche Wasserreservoirs für die Karstbewohner. Grundwasserdolinen, wie sie Cvijic (6) anführt, sind auf dem Mutterkarst äußerst selten. Die Erkenntnis, daß eine Verstopfung der Dolinen auch künstlich herbeigeführt werden kann, verschaffte den Karstbewohnern die ersten, einfachsten und billigsten Wasserversorgungsanlagen. Daher erachtet Schollmayer-Lichtenberg die Verbesserung, Vergrößerung schon vorhandener »Lokven« (Karstlachen) und die Neuanlage solcher als Viehtränke und Dorfteich in den Dörfern selbst und, wo notwendig, auf den Feld- und Weidefluren als entschieden empfehlenswert. Solche Lokve sind oft mit einer Quelle (Kal) vereint; diese ist nie von besonderer Stärke, oft nur periodisch, eine Hungerquelle. Mit wenigen Ausnahmen sind diese Quellen in den Kesseltälern und an der Meeresküste Schichtquellen mit unbedeutendem Sammelgebiete. Eine solche Quelle haben wir bei Sambije ober dem Rekatale. Das Wasser dieser Quelle kommt aus dem Hangenden des Eocäns, welches von den Rüdistenkalken der Kreide überlagert wird. Hauer (15), der diese Beschreibung der geologischen Verhältnisse gibt, tut der Quelle keiner Erwähnung. Nur durch die Überlagerung einer jüngeren und undurchlässigen Schicht durch die Kreide, wird das Vorhandensein einer Schichtquelle in einer Seehöhe von rund 600 m in der Kreide ermöglicht. Der Kreidekalk ist, wie Schollmayer-Lichtenberg ausführt, vielfach durch dolomitische Schichten durchbrochen; diese Dolomite, welche fast keine Klüftung haben, sind die Hauptträger dieser Schichtquellen, die, infolge des sehr geringen Sammelgebietes, Hungerquellen heißen. Dieselben können auch periodisch mit den Regenzeiten auftreten. Die Fassung dieser Hungerquellen und die Aufspeicherung ihrer Gewässer in künstlichen Reservoirs wäre für ganze Ortschaften ein dankbares Unternehmen für die Wasserversorgung im Karstgebiete. Daß sich dies lohnt, weist Schollmayer-Lichtenberg an der Hand zahlreicher Daten für das Dorf Vrh nach, das auf der Nordlehne des Berges Gradček liegt.

Einen weiteren Faktor für die Wasserversorgung im Karstgebiete bilden die Zisternen. Diese sind für ganze Ortschaften von großem Werte, da Wasserleitungsanlagen vielerorts zu hoher Kosten wegen unmöglich sind. Die Karstüaner erbauen sich ihre flaschenförmigen und zylindrischen Zisternen nach gewissen, selbst zugeschnittenen empirischen Regeln. Schollmayer-Lichtenbreg befürwortet den Bau von Gehöftzisternen; aber auch Feldzisternen sind für die Wasserversorgung im Karstgebiete notwendig: auf den großen Weide- und Waldflächen; Brunnen anzulegen, ist nur in wenigen Orten möglich. In erster Linie

handelt es sich aber hier um Brunnenanlagen in Höhen, aus welchen es von vornherein ausgeschlossen erscheint, den Grundwasserspiegel zu erreichen.

Ballif (1) legt dar, daß durch das Anfahren von Kluftwasseradern und Kluftwasserbehältern eine ausgiebige Wasserversorgung möglich ist. Allerdings dürfen Bohrungen nicht aufs Geratewohl vorgenommen werden, sondern nur auf Grund genauer Beobachtungen und Forschungen.

Waagen (58) stimmt nur für die Hoch- und Tschitschenkarstgebiete einer Verbesserung und Vergrößerung der Lokven zu; während er für Istria rossa deren Verschüttung und Ersetzung durch geschlossene Feldzisternen beantragt, da die Lokven die Brutstätten der Malariaerreger sind. Für Istria rossa hält Waagen die zahlreichen unterirdischen Gerinne für die Wasserversorgung günstiger; allerdings liegt in der Auffindung derselben einige Schwierigkeit. Übrigens wäre hier zu erwähnen, daß man das Trinkwasser auch den Flüssen entnehmen und durch die Wassersterilisierung (34), ähnlich wie in Lille (Frankreich) Nutzzwecken zugänglich machen könnte. In Lille wird das Wasser des Deube nach dem System von Abraham und Marnier durch ozonisierte Luft sterilisiert, wobei erstens sämtliche pathogene Mikroben entfernt werden, und dann sind auch die Kosten sehr gering. Aber auch das Seewasser könnte zu Nutzzwecken herangezogen werden, wie dies in England (56) geschieht.

Über die Foiba von Mitterburg-Pisino wissen wir von Putick, daß sie bald nach ihrem Verschwinden sich nach Westen wendet und ihr eigenes obertägiges Bett unterfährt. Franceschi (Zitat nach Waagen, 58) berichtet, daß unweit Parenzo die Quellen von Foscolino bei anhaltenden Regengüssen Buchenlaub führen, welches aber nicht aus diesem Gebiete Istriens sein kann, da es hier keine Buchen gibt: daher müssen die Blätter vom Tschitschenkarste, bzw. vom Monte Maggiore stammen, so daß sich die erwähnten als Foibaabflüsse darstellen würden. Wenngleich, wie Riedl (46) berichtet, kurze unterirdische Flußläufe mit gutem Erfolge untersucht wurden, so ist die Untersuchung solcher unterirdischer Läufe doch außerordentlich schwierig. Cornu (5) hat nachgewiesen, daß bei Untersuchung untertägiger Flußläufe stets sauere Farbstoffe in Verwendung kommen müssen, denn basische Anilinfarben versagen, da dieselben von dem sauer reagierenden Höhlenlehm absorbiert werden.

Aus den Untersuchungen Quinckes und Bachmetjews wissen wir, daß überall dort, wo das Wasser durch lockeren Boden fließt, Erdströme erzeugt werden, die jedoch nach allgemeiner Durchfeuchtung infolge von Niederschlägen verschwinden. Im Anschlusse hieran haben Lemström und Biese (35) gezeigt, daß sich diese Erdströme durch das Galvanometer nachweisen lassen.

Gegen Grunds Theorie hat dann Martel (38) in der schärfsten Weise Stellung genommen und auf die glänzenden Ausführungen Schmidls (50) verwiesen. Martel (39) verwirft Grunds Ansicht vom zusammenhängenden Grundwasser und spricht von »réseau des canaux«, also

von einem Netze unterirdischer Kanäle, das allerdings Grund (14) als seinem Karstwasserader-Netze entsprechend erklärt.

Sawicki (48) erblickt ebenso wie Penck und Grund in der relativen Lage des Grundwasserspiegels, dem »Evolutionsniveau«, das entscheidende Moment für die Beurteilung des Reifezustandes in der Karstlandschaft. Für die Entstehung des undurchlässigen Mantels, der von großer Wichtigkeit ist und den unlöslichen Rückstand (Terra rossa und Lehm) der Ausbildung der Oberfläche darstellt, macht Sawicki in erster Linie die klimatischen Verhältnisse verantwortlich. Gegen Sawickis Einteilung der Karste in mediterrane und mitteleuropäische wendet sich Krebs (31), »weil im Hochkarst dicht nebeneinander (Tschitschenboden: Castua) senile und jugendliche Formen sich finden, ebenso jugendlich wie in den Alpen und ebenso senile wie in manchen Teilen Mitteleuropas.«

Perko (42) wendet sich gegen Grunds (12) Erklärung, daß stets gefunden wurde, die Höhlensysteme, die Flußwasser aufnehmen, enden immer blind und gehen in unpassierbare Spalten über. Den Höhenforschern, sagt Perko, ist es sehr oft gelungen, in Zeiten besonderer Trockenheit oder auf Umwegen durch alte oder noch funktionierende Überfallsspalten diese »Erdklüfte« oder »Erdsiphone« in den Höhlen zu umgehen und dann immer wieder jenseits auf den Höhlenfluß, nicht aber auf das Grundwasser zu stoßen (Adelsberger Grotte, Poikhöhle bei Adelsberg, Rauschgrotte in Istrien, Lurloch in Steiermark usw.). Daß aber Experimente mit Triftgegenständen die Existenz der Höhlenflüsse nicht nachgewiesen haben, erklärt Perko dadurch, daß die Höhlenflußtunnels sehr oft durch Siphone unterbrochen werden, wodurch dann das direkte Abfließen des Flußwassers teilweise gehemmt wird, wobei dann die Triftgegenstände längere Zeit oder aber für immer zurückgehalten werden. Daß Färbeversuche mitunter (unter 100 ausgeführten Versuchen sind dem weltbekannten E. A. Martel und vielen anderen 90% der Versuche gelungen) erfolglos waren, ist entweder auf zu kleine Färbemengen oder eine zu kurze Beobachtungszeit zurückzuführen. Perko wendet sich dann auch gegen Grunds (12) Ansicht, daß kein Höhlenflußwasser vorhanden sei, weil das in Saughöhlen oder Spalten eingedrungene Wasser sehr schnell den Gehalt an Kohlensäure verliert und deshalb nicht höhlenbildend wirken kann, indem er sagt, Grund habe wohl vergessen, daß auch kohlensäurefreies Wasser die Karstgesteine auflösen kann. Das späte Erscheinen des Hochwassers nach den Niederschlägen erklärt Perko infolge des Rückstaues der in den Höhlen bei hohem Wasserandrange entsteht, während Grund annimmt, daß dies eine Folge des Nichtvorhandenseins von unterirdischem Flußwasser ist. Hierzu sei bemerkt, daß Grund (14) in neuerer Arbeit sagt, er habe nie das Dasein der Höhlenflüsse geleugnet, sondern er sehe in ihnen nicht das ganze Um und Auf der Karsthydrographie, und daß ihm die Ansicht, es gebe im Karst keine Höhlenflüsse, nur infolge einer »nicht richtig verstandenen Wendung unterschoben« worden sei.

Krebs (33) gibt die Möglichkeit der Entstehung eines Höhlenflusses im Grundwasser zu, erklärt aber, daß auch die Existenz von Höhlenflüssen nicht gegen Grunds Karstwassertheorie spreche, und sagt (32), daß es auch außer den mutmaßlichen Höhlenflüssen Wasseradern gibt, nur muß man tief genug suchen. Da man bei Bohrungen in bestimmten Tiefen stets Wasser findet, schließt Krebs auf ein ausgedehntes Wassernetz und meint, wenn auch manche Adern dominieren und den Charakter von Flüssen annehmen, muß doch besonders hervorgehoben werden, daß diese Gewässer untereinander alle in Verbindung stehen, und sich ihre Wasserscheiden stets verschieben. Richter (45) nimmt im Innern des Karstes Flüsse an und unterscheidet solche, »die erscheinen und verschwinden, solche, die vom dichten Gebiete auf den Karst übertreten, um dort in den Tiefen der Erde weiter zu laufen; andere, die sich auch auf den Karst behaupten und das ganze Gebiet durchqueren; solche die sich in ihren merkwürdigen Wandlungen verfolgen lassen, und andere, die unter dem Boden verschwinden, weil sie ihren Charakter als Flüsse verlieren und in dem allgemeinen Karstwasser aufgehen.«

Hoffer (20), der die unterirdisch entwässerten Gebiete in den nördlichen Kalkalpen bespricht, nahm im ersten Teile seiner Arbeit, analog dem Vorgehen Grunds einen Grundwasserspiegel an, der in seiner Ausbreitung von dem geologischen und tektonischen Aufbau abhängig ist, und dessen Höhe je nach den Niederschlagsmengen variiert. Er erachtet den Wechsel des Gesteins als das wichtigste Moment für das Auftreten der Quellen und die Unterlage der Stöcke von undurchlässigen Schichten gebildet, weshalb der Grundwasserspiegel der Schichtneigung folgt, so daß das Grundwasser entweder den Fluß unmittelbar selbst nähren muß oder knapp oberhalb desselben zutage tritt, ebenso wie an den Küsten der Karstgegenden die Bäche heraustreten, um nach einigen Metern ins Meer zu münden. Hoffer zeigt auch für das Hochschwabgebiet das Fallen der Höhe des Grundwasserspiegels. Im zweiten Teile seiner Arbeit erklärt Hoffer, daß er nun nach dem Erscheinen der Katzerschen (22) Arbeit nicht mehr für die nördlichen Kalkalpen einen einheitlichen Grundwasserspiegel annehmen kann, denn nicht ein Grundwasserspiegel folgt der Schichtung, sondern diese bedingt vorwiegend nördlich gerichtete Schichtfugengerinne, die vielfach oberhalb der Flüsse ausmünden, weil eben die Unterlage der Kalkplateaus, Werfener Schiefer usw., keine solchen Fugen und Gerinne aufkommen läßt. Die nach Westen fallende Höhenlinie im Salzatale erklärt nun Hoffer daraus, daß die undurchlässige Schicht westlich geneigt ist und daher, dem Fallen des Flusses folgend, auch diese Gerinne je weiter westlich, desto tiefer hinabreichen. Die aussetzenden Quellen, wie Hirschbrunn und Kessel, das Zutagetreten höherer Quellen bei stärkeren Niederschlägen usw. erklärt nun Hoffer durch die verschiedenartig gebauten Karstgerinne. Und seinen Ausspruch: »der Grundwasserspiegel liegt nicht tiefer als die Flüsse«, verbessert er mit den Worten: »die Karst-

gerinne reichen nicht unter das Flußbettniveau, sonst würden die Flüsse zeitweise verschwinden.«

Lozinski (37) berichtet über die Karsterscheinungen in Galizisch-Podolien und sagt, daß der größte Teil des einsickernden atmosphärischen Wassers oberhalb der absolut undurchlässigen paläozoischen Unterlage, meistens in dem miocänen Lithothamnienkalk aufgespeichert wird. Die vorherrschenden Formen des podolischen Karstes sind trichter- oder kesselförmige Einsenkungen vom Typus des adriatischen Karstes. In seiner Stellungnahme zu Grunds Theorie erklärt Lozinski, daß die Existenz von echten Höhlenflüssen diese nur modifizieren, aber nicht umstürzen kann. »Wie müssen,« führt Lozinski aus, »in einem jeden größeren Karstgebiete nicht ein einheitliches, ununterbrochenes Grundwasserniveau, vielmehr aber mehrere selbständige, voneinander unabhängige Grundwasserregimes voraussetzen. Mitunter kann zwischen zwei benachbarten Grundwassergebieten periodisch oder auf die Dauer eine Verbindung bestehen, die jedoch nicht immer ausreicht, um ihre Niveaudifferenz auszugleichen. Die schwache Seite der Theorie Grunds besteht nur darin, daß sie eine zu große, mit der Wirklichkeit nicht immer vereinbare Allgemeinheit anstrebt, dabei aber die Anwendung auf die Einzelfälle zu wenig berücksichtigt.« Grunds Trennung des Grundwassers im »Karstwasser« und »Grundwasser« lehnt Lozinski ab, ebenso wie den Penckschen (41) »Karstwasserbegriff«, der unter demselben »alles in den Fugen des Karstgebirges befindliche Wasser« versteht.

Atlantis.

Von **Otto Wilckens** (Straßburg i. E.)

Literatur:

1. G. Termier, L'Atlantide. — Bull. de l'Institut Océanographique Nr. 256. 1913.
2. P. Lemoine, Afrique occidentale. (Handbuch der regionalen Geologie, herausg. von G. Steinmann und O. Wilckens, Bd. 7. Abt. 6a.) S. 45. 1913.
3. L. Germain, Sur l'Atlantide. — Compt. rend. **153.** S. 1035—1037. 1912.
4. L. Gentil, Le Maroc physique. S. 110. 1912.
5. L. Germain, Le problème de l'Atlantide et la Zoologie. — Ann. de Géographie **15.** Mai 1913. S. 209—226. (Mit reichen Literaturnachweisen.)

Durch die afrikanische Expedition von Leo Frobenius ist in Deutschland das Interesse für die Atlantisfrage wieder lebhaft geworden, und auch in Frankreich ist sie neuerdings erörtert. Fragen der Kulturgeographie, der Geologie, der Pflanzen- und Tierverbreitung, dazu der alten Geschichte spielen in die Untersuchung dieses Problems hinein, und der Zauber sagenhafter Überlieferung verleiht ihm einen besonderen Reiz. So mancher schönen alten Geschichte, die zeitweise

als reines Phantasiegebilde galt, traut man jetzt wieder den Kern eines wirklichen Geschehnisses zu. Selbst des alten Herodot Berichte gelten nicht mehr als leere Faselei. So ist es schon berechtigt, einmal die geologischen Grundlagen der Atlantissage zu prüfen, wie es in den angeführten Schriften geschehen ist.

Die Geschichte von der Atlantis findet sich in zwei Dialogen des Plato. In dem »Timäus« genannten unterhalten sich Timäus, Sokrates, Hermokrates und Kritias, und der letztere erzählt von einer Reise Solons nach Ägypten, auf der ein Priester in Sais dem Solon über die wichtigsten Großtaten der Athener berichtete. Unter diesen ragt besonders ihr Widerstand gegen den Angriff des Volkes hervor, das die Insel Atlantis bewohnte. Diese lag jenseits der Säulen des Herkules und war größer als Libyen und (Klein-)Asien. Über andere Inseln konnte man von Atlantis aus auf den Kontinent gelangen, der das Mittelländische Meer einschließt, und der teilweise unter der Botmäßigkeit der Könige von Atlantis stand, indem dieselben über Libyen bis nach Ägypten hin und über Europa bis ans Tyrrhenische Meer herrschten. Dies Volk der Atlantis zog gegen die Ägypter und Griechen zu Felde und wurde von den Athenern geschlagen. Später wurde die Insel Atlantis samt ihren Bewohnern vom Meer verschlungen. Das Unglück vollzog sich in 24 Stunden. Auch die Küsten des Mittelländischen Meeres wurden überschwemmt, und die von Atlantis entsandten Heere kamen dabei um.

Im Dialog »Kritias« läßt Plato den Kritias die Insel Atlantis schildern: Sie trägt einen Kranz von Bergen, der sich gegen Süden öffnet und eine weite, fruchtbare Ebene einschließt, die gegen den kalten Hauch des Nordwindes durch ihn geschützt wird. Zahlreiche Dörfer liegen im Gebirge, und in der Ebene eine schöne große Stadt, deren Paläste und Tempel aus Steinen von roter, schwarzer und weißer Farbe erbaut sind. Die Beschreibung paßt vorzüglich auf eine größere Landmasse etwa in der Gegend der Azoren, und die roten und schwarzen Steine sind sicherlich Lava, die weißen Kalksteine gewesen.

Betrachten wir nun die geologische Grundlage der Antlantissage. In der Gestaltung des Bodens des Altantischen Ozeans ist der hervorragendste Zug das Vorhandensein eines meridional gerichteten Doppelgrabens mit einem im Durchschnitt 1500 km breiten trennenden Höhenzug, der die S-förmige Biegung des Ozeans zwischen Kap S. Roque und Kap Galmas mitmachte. In der »ostatlantischen Mulde« erheben sich die Sockel von Madeira, der Kanaren und Kapverden. Die Azoren liegen auf der »atlantischen Schwelle«, von deren vielen Erhebungen sie die höchsten darstellen. Die Ostmulde des Atlantischen Ozeans ist eine ganz ausgesprochen vulkanische Region. Von der Gough-Insel und Tristan da Cunha bis Island und Jan Mayen werden alle ihre Inseln fast nur aus vulkanischen Gesteinen aufgebaut. 1838 wurde ein untermeerischer Ausbruch von einem Schiff in 22° w. L. auf dem Äquator

beobachtet, also zwischen Ascension und den Kapverden. Diese Tatsachen beweisen, daß die östliche Mulde des Atlantischen Ozeans eine wenig stabile Zone der Erdkruste ist. Es gibt keine Vulkane ohne bedeutende Absenkungen.

Im Sommer 1898 entdeckte ein mit der Kabellegung zwischen Brest und Kap Cod beschäftigtes Schiff, gelegentlich der Suche nach einem zerrissenen Kabel, auf 47° n. Br. und 29° 40′ westl. von Paris, 500 Meilen nördlich der Azoren in einer Tiefe von 3100 m einen Meeresgrund von gebirgigem Charakter, mit hohen Gipfeln, steilen Hängen und tiefen Tälern. Die Gipfel sind felsig; Schlamm findet sich nur in den Tälern. Die Greifzangen wurden von den Felsen stark abgenutzt und brachten Splitter von Tachylyt herauf. Diese glasige Lava hat nach Termiers Ansicht nur an der Erdoberfläche erstarren können. (Ob das Wasser nicht ebenso rasch abkühlend wirkt wie die Luft, trotz des Druckes? W.) In 3000 m Tiefe müßte das Magma wegen des dort herrschenden Druckes auskristallisiert sein. Da diese glasige Lava noch ganz ihre feinen Spitzen besitzt, so muß ihre Versenkung in die Meerestiefe sehr rasch nach ihrem Ausbruch und mit großer Geschwindigkeit geschehen sein. Diese Gegend liegt 900 km nördlich von den Azoren, zwischen diesen und Island. Hier müssen also in geologisch jüngster Zeit große Versenkungen eingetreten sein.

In mittelcretacischer Zeit war die Südgrenze der Tethys (Nordufer des brasilo-afrikanischen Kontinents) ungefähr bei den heutigen Kanarischen Inseln, während die Kapverden noch zum Festland gehörten. Man weiß noch nicht, ob die Alpen in das Gebiet des Atlantischen Ozeans hinein sich fortsetzten, wie Termier annimmt. Jedenfalls hat auch in der tertiären Zeit die Beschaffenheit des Gebietes westlich der Säulen des Herkules stark gewechselt. Madeira und die Kanaren waren schon im Obermiocän vom Kontinent getrennt, aber die Bewegungen in der Atlasregion haben sich noch im Quartär in Faltungen geäußert. Der Kreuzungspunkt der Depression des Mittelmeeres mit dem Atlantischen Ozean ist wohl besonders starken Bewegungen in der Erdkruste ausgesetzt gewesen. Da die Bewegungen z. T. sicher quartär sind, so kann der Mensch Zeuge dieser letzteren gewesen sein.

Die Atlantisgeschichte Platos muß also vom geologischen Standpunkt aus als sehr wahrscheinlich bezeichnet werden. Nicht unerwähnt möge bleiben, daß Germain vom zoogeographischen Standpunkt aus ebenfalls eine Atlantis annehmen möchte, einen atlantischen Kontinent, der mit der iberischen Halbinsel und mit Mauritanien zusammenhing, und von dem die Atlantis das letzte, bei seiner allmählichen Zerstückelung übrig gebliebene Stück darstellte.

B. Unter der Redaktion der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit.

Versuch einer Gliederung des norddeutschen Diluviums.

Mit einer Gliederungstabelle[1]).

Von **C. Gagel.**

(Fortsetzung und Schluß.)

Provinz Sachsen und Umgegend.

In der Provinz Sachsen wäre zunächst das Interglazial von Neuhaldensleben zu erwähnen (152, 153).

In der Hundisburger Kiesgrube am Steilufer der Bever fand sich folgendes Profil:

8 Sandiger Löß,

7 Humoser, schwach lehmiger Sand, am Grunde mit dünner Steinsohle; alte Vegetationsoberfläche,

6 Geschiebemergel 0,5—2,5 m mächtig, z. T. erheblich entkalkt und verlehmt,

5 Kiese, Mergelsande und Sande, viel nordisches Material führend,

4 Grobe Schotter mit vorwiegend einheimischem Material und Einlagerungen von Sand, Mergelsand und Ton, mit zahlreichen Land- und Süßwasserschnecken, Wirbeltierknochen und paläolithischen Artefakten,

3 Feinsand bis sandiger Ton mit Wirbeltierresten,

2 Sande und Kiese, schneckenführend, z. T. mit sehr großen Geschieben,

1 Geschiebemergel und schwarzer, feinsandiger Ton unbestimmter Stellung.

Die Sande und Tone, die in die groben Schotter Nr. 4 eingelagert sind, enthalten sehr wenig nordisches Material und eine reiche Molluskenfauna von Arten, die z. T. gegen Wärme und Kälte ziemlich indifferent sind, z. T. aber auch auf ebensolche, bzw. bessere Klimabedingungen deuten, als sie jetzt in Deutschland vorhanden sind (*Helix striata*). Hauptsächlich sind zu nennen *Helix pulchella, H. costata, H. hispida, Cochlicopa lubrica, Pupa muscorum, Vertigo antivertigo, Succinea Pfeifferi* und *S. oblonga, Limnaea stagnalis* und *L. ovata, Planorbis umbilicatus, Pl. leucostoma, Pl. glaber, Pl. crista, Valvata piscinalis, Bithynia tentaculata, Pisidium amnicum.*

[1]) Aus Versehen dem vorigen Hefte nicht beigefügt.

Außerdem fanden sich sehr zahlreiche Reste von Mammuth, *Rhinoceros tichorhinus*, *Equus caballus* usw. Es ist also ein sicheres Interglazial, das z. T. sogar auf wärmeres Klima hindeutet, als es heute herrscht, z. T. aber schon Formen enthält, die auf herannahende glaziale Bedingungen hindeuten (Mammuth, wollhaariges Nashorn).

Dieses Interglazial wird von sehr großen nordischen Geschieben und Geschiebemergel unterlagert und wird von einem Geschiebemergel überlagert, der zum erheblichen Teil entkalkt und verwittert ist, oben sehr deutliche Denudationserscheinungen zeigt und von einem humosen Sand mit alter Vegetationsschicht bedeckt wird, über der dann Löß folgt. Da auch sonst in dem Gebiet vor der Ablagerung des Löß sehr energische Denudations- und Erosionswirkungen stattgefunden haben, und wir diesen Löß hier doch als ein sicheres glaziales Gebilde, als Produkt der letzten Eiszeit zu betrachten haben, so kann der mit Erosionsdiscordanz, Vegetationsschicht und Verwitterungszone darunterliegende Geschiebemergel nur »Unterer« Geschiebemergel der Haupteiszeit und das unterliegende Interglazial mit vorwiegend einheimischen Schottern und der wärmeliebenden Fauna nur erstes Interglazial sein. Wir haben hier also drei Glaziale in demselben Profil getrennt durch ein warmes Interglazial und durch eine Verwitterungszone mit Vegetationsdecke.

Dieselben Verhältnisse, wie sie bei Neuhaldensleben-Hundisburg festgestellt sind, finden sich nach den Ausführungen von Schmierer auch in der weiteren Umgebung von Braunschweig-Magdeburg-Zerbst, zu beiden Seiten der Elbe (109).

Auch hier ist, soweit der Löß vorhanden ist, zwischen ihm und der unterlagernden Grundmoräne überall eine erhebliche Erosions- und Denudationsdiskordanz festzustellen, oft in Form einer Steinsohle, ja z. T. die unterlagernde Grundmoräne stellenweise erheblich zerstört, so daß völlig bis auf die »Steinsohle« reduziert ist. Die Erosionsdiskordanz zeigt sich oft auch darin, daß die Verwitterungsrinde dieser Grundmoräne unter dem frischen Löß nur an wenigen Stellen erhalten ist, meistens liegt der Löß auf ebenso kalkiger Grundmoräne ohne dazwischenliegende Verlehmungszone, nur mit der »Steinsohle« dazwischen.

Diese Erosionsdiskordanz findet sich auch weiter nach Osten, nach dem Fläming und der Mark zu, zwischen dieser älteren Grundmoräne und dem darüberliegenden jüngeren Glazialdiluvium. Diese stark denudierte und erodierte, ältere Grundmoräne zeichnet sich in diesem Gebiet fast immer durch erheblich höheren Tongehalt aus gegenüber der sehr sandigen Grundmoräne der letzten Vereisung. Bei der Kartierung in diesen Gebieten ist diesem Umstand der Erosions- und Denudationsdiskordanz über dieser fetten, tonreichen Grundmoräne noch nicht immer genügend Rechnung getragen und daher diese Grundmoräne öfter

schon als Obere (letzte) Eiszeit dargestellt worden, was sie aber allem Anschein nach tatsächlich nicht mehr ist.

Allem Anschein nach erreicht das Obere Diluvium in dem Gebiet der oberen Aller und Ohre seine äußerste Grenze in Gestalt von Geschiebesanden und unterlagernden fluvioglazialen Sanden und überschreitet beide Flüsse nirgends mehr.

Unter der stark erodierten und denudierten Grundmoräne westlich davon, die von Löß bedeckt wird und also nach diesen Kriterien die Grundmoräne der zweiten (sogenannten Haupt-) Eiszeit darstellt, sind nun noch mehrfach Interglazialablagerungen beobachtet. So liegt nördlich Oschersleben unter Löß und Steinsohle eine bis 2,6 m mächtige lehmigkiesige Grundmoräne, darunter gelbliche Feinsande und Tone mit reicher Molluskenfauna und unter diesen nordische Sande und Kiese, Mergelsand und Ton.

Die Molluskenfauna besteht aus zahlreichen Arten, die fast alle auf ein durchaus gemäßigtes Klima, z. T. sogar auf ein sehr günstiges Klima deuten. Die wichtigsten Formen sind *Vallonia costata*, *Helix striata*, *Pupa muscorum*, *Vertigo antivertigo*, *V. angustior*, *Succinea Pfeifferi*, *Carychium minimum*, *Limnaea palustris*, *Planorbis corneus*, *Pl. leucostoma*, *Pl. Rossmässleri*, *Pl. sibiricus*, *Pl. nautileus* f. *cristata*, *Pl. micromphalus*, *Bithynia tentaculata*, *Valvata cristata*, *Sphaerium corneum* und mehrere Pisidien. Von diesen Formen, die fast alle jetzt noch im Gebiete vorkommen, weist *Helix striata*, wie schon früher ausgeführt, auf ein sehr warmes, trockenes, günstiges Klima hin, *Planorbis corneus* und *leucostoma* auf ein dem heutigen gleiches Klima. Oschersleben ist also ein typisches Interglazial, und zwar Interglazial I.

Bei Ummendorf-Eilsleben wurde durch eine Bohrung großen Durchmessers folgendes Profil festgestellt (109):

Unter Alluvium und 25 m Glazialdiluvium der zweiten Vereisung (vorwiegend Geschiebemergel) liegt 1,4 m sandiger Torf mit *Betula alba*, *Potamogeton* cf. *pusillus*, *Calluna vulgaris* usw., darunter sandige Tonmergel mit Pflanzenresten (*Pinus*), nochmals sandiger Torf mit *Betula* und *Pinus*, ein Tonmergel mit *Potamogeton*, *Ceratophyllum* cf. *submersum*, *Picea excelsa*, *Acer platanoides*, *Carpinus Betulus*, *Zanichellia palustris*, *Najas major* und *Planorbis sibiricus*.

Darunter liegt sandiger Torf mit *Betula alba*, *Menyanthes trifoliata*, Tonmergel und Wiesenkalk, endlich 22 m ältestes Glazialdiluvium (Geschiebemergel, Kies usw.).

Der hangende Geschiebemergel ist der vorher erwähnte Geschiebemergel mit den erheblichen Erosions- und Denudationserscheinungen im Liegenden des Löß, der also — und wegen seiner großen Mächtigkeit in diesem soweit vorgeschobenen Gebiet — zur zweiten Vereisung zu stellen ist. Die darunter liegenden, 8 m mächtigen, fossilführenden Schichten mit *Acer platanoides*, *Carpinus Betulus* und *Picea excelsa* beweisen, daß

es sich um ein wirkliches Interglazial sehr gemäßigten Charakters handelt. Da mit diesen Pflanzen eines sehr gemäßigten Klimas auch *Planorbis sibiricus* zusammen gefunden ist, so ergibt sich daraus, daß diese Art im älteren Diluvium eine erheblich weitergehende südliche Verbreitung gehabt haben muß als jetzt, da diese großen Bäume erheblich empfindlicher gegen jede Klimaveränderung sind als die Binnenmollusken — nach unseren bisherigen Kenntnissen ihrer Lebensbedingungen. Da auch noch ein mächtiges Glazial darunter liegt, so ist auch hier ein Interglazial schärfster Fassung wiederum nachgewiesen.

Der Kalktuff von Schwanebeck bei Halberstadt liegt auf diluvialen Kiesen von 2,5 m Mächtigkeit mit Feuersteinen usw. und enthält selbst noch nordische Gerölle und Feuersteine, ist also entstanden, nachdem das nordische Eis schon mindestens einmal bis in diese Gegenden vor gedrungen war. Es ist ein 3,50 bis über 5 m mächtiger Kalktuff mit einer reichen Conchylienfauna und wird nach den Angaben von Wüst von 3 m graugrünem »Geschiebemergel« überlagert (157, 160).

An Fossilien enthält der Kalktuff Abdrücke zahlreicher höherer Pflanzen, darunter *Acer* cf. *campestre*, ferner *Rhinoceros Merckii* und *Equus* cf. *germanicus*, endlich mehr als 60 Molluskenarten, darunter *Helix banatica* (= *canthensis* Beyr), *Clausilia cana*, *Planorbis corneus*, *Pl. umbilicatus*, *Zonites acieformis*; im übrigen Formen, die fast alle dort jetzt noch leben. Es ist also sicher eine Ablagerung eines sehr milden, günstigen Klimas, deren Entstehung sowohl petrographisch wie biologisch mit eiszeitlichen Bedingungen völlig unvereinbar ist. Die im Hangenden auftretenden Bildungen sind aber nach den Beobachtungen meiner in jenen Gebieten kartierenden Kollegen nirgends Geschiebemergel oder überhaupt Grundmoränen, sondern Schotter, die teilweise mit Lößmaterial vermengt sind, sogenannte »Schotterlehme«, und die Ablagerung ist also deshalb mit aller Wahrscheinlichkeit in das letzte Interglazial zu stellen.

Durch die Kartierungsarbeiten von Weissermel und Siegert in der Gegend von Halle und Weißenfels sind auf einem Gebiete von mehreren Meßtischblättern Größe folgende Verhältnisse festgestellt (118):

Auf den präglazialen Saaleterrassen, die durch ihre Höhenlage und ihre petrographische Beschaffenheit völlig eindeutig und unzweifelhaft sind, liegt an einer ganzen Anzahl Stellen eine älteste Grundmoräne, bzw. die Reste einer solchen in Gestalt von zahlreichen größeren bis sehr großen nordischen Geschieben. Darüber liegen die interglazialen Saaleschotter der Hauptterrasse, die nahezu völlig aus einheimischen Gesteinen bei sehr zurücktretendem nordischen Material bestehen. Diese interglaziale Hauptterrasse der Saale besitzt eine Breite bis zu 12 km, eine Mächtigkeit ihrer Schotter von 3—10 m und wird an zahlreichen Stellen von der Grundmoräne der »Haupt«eiszeit überlagert.

Z. T. liegen diese »interglazialen«[1]) Saaleschotter auch auf geschliffenen und geschrammten Knollensteinen des Tertiärs, die dadurch beweisen, daß vor der Ablagerung der Hauptterrasse schon eine Vergletscherung über die Gegend dahin gegangen ist, bzw. auf Braunkohlenflözen, in die große nordische Geschiebe durch Eisdruck tief hineingepreßt sind, und die selbst durch Eisdruck gestaucht sind.

In derselben Höhenlage und in derselben stratigraphischen Stellung, d. h. unterlagert von Glazialdiluvium und überlagert von der Grundmoräne der »Haupt«eiszeit finden sich auch vorwiegend aus einheimischem Material bestehende Unstrutschotter mit Fossilführung in großer Verbreitung in dem Gebiet und laufen mit der Hauptterrasse der Saale zusammen.

Außer der Hauptterrasse der Saale findet sich noch in geringerer Verbreitung eine höhere Saaleterrasse mit mächtigen, fossilführenden Schottern derselben petrographischen Beschaffenheit (viel einheimisches und wenig nordisches Material), die ebenfalls von der Grundmoräne der »Haupt«eiszeit überlagert wird. Diese zwischen zwei Grundmoränen lagernden, sehr breiten Terrassen der Saale und der Unstrut mit den mächtigen, vorwiegend einheimischen Schottern enthalten nun eine reiche Molluskenfauna, sowie zahlreiche Säugetierreste. Die Molluskenfauna besteht, außer aus zahlreichen indifferenten Arten, aus folgenden Formen, die z. T. auf ein kälteres, z. T. auf ein dem heutigen mindestens gleiches, ja z. T. auf ein besseres Klima deuten, z. T. nur diluvial sind (118, 158, 159).

Helix striata, *H. arbustorum*, *Vallonia tenuilabris*, *Pupa muscorum*, *Succinea Schumacheri*, *S. oblonga*, *Limnaea ovata*, *L. palustris*, *Planorbis marginatus*, *Pl. rotundatus*, *Ancylus fluviatilis*, *Bithynia tentaculata*, *Neritina fluviatilis*, *Corbicula fluminalis* (sehr häufig), *Valvata piscinalis*. Von Wirbeltieren fanden sich: *Elephas primigenius*, *El. antiquus*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Rh. Merckii*, *Ovibos moschatus*, *Cervus tarandus*, *Equus caballus*.

Von diesen Formen lebt *Corbicula fluminalis* jetzt nur in den östlichen Mittelmeerländern und findet in Deutschland jetzt nicht mehr die genügenden Lebensbedingungen, während *Helix striata* mindestens vorwiegend in wärmeren Gebieten lebt. Eben dasselbe — vorwiegend auf wärmeres Klima deutend — ist der allgemeinen Annahme nach bei *Elephas antiquus* der Fall und auch bei *Rhin. Merckii*. Mammuth, wollhaariges Nashorn, *Succinea Schumacheri* und *Vallonia tenuilabris* dagegen deuten schon auf herannahende glaziale Bedingungen gegen den Schluß der Terrassenbildung. Ren und Moschusochs, der neuerdings bei Halle gefunden ist, weisen sogar auf direkt glaziale Bedingungen hin.

[1]) Ich setze hier »interglazial« in » «, weil sich hier der stratigraphische Befund »zwischen zwei Glazialen« nicht völlig und restlos mit der biologisch klimatologischen Bedingung der warmen Zwischeneiszeit deckt.

Da die so gekennzeichneten Schotter in 3—10 m Mächtigkeit eine Terrasse von 12 km Breite bedecken, eine Terrasse, die gleichsinnig und gleichartig mit den präglazialen und mit der postglazialen Terrasse fällt, also annähernd dieselbe Erosionsbasis in der offenen Nordsee voraussetzt, da die Schotter dieser Terrasse aus Geröllen von annähernd derselben Größe bestehen wie die postglazialen Schotter, also auch von einem Fluß mit annähernd demselben Gefälle und derselben Wassermasse abgesetzt sein müssen, und da die Schotter z. T. eine recht wärmeliebende Fauna enthalten, so ergibt es sich, daß hier von der älteren Saale in einer eisfreien Zeit mit wärmerem Klima als jetzt eine geologische Arbeit geleistet ist, mindestens von demselben Ausmaß wie die Saale sie in der Postglazialzeit geleistet hat, und daß also diese warme eisfreie Zeit mit offener Nordsee mindestens ebenso lange gedauert haben muß als die Postglazialzeit.

Das kann also keine kurze, kleine Oszillation des Eisrandes bedeuten, muß vielmehr als ein vollgültiger Beweis einer wirklichen, warmen, langen Interglazialzeit betrachtet werden, die mit den warmen, tieferen Interglazialen des Unterelbegebietes und Holsteins zu identifizieren ist.

Die Überlagerung dieser selben interglazialen Saaleterrasse durch die Grundmoräne der zweiten Eiszeit läßt sich flußaufwärts bis in die Gegend von Kösen verfolgen.

Nach Analogie mit den sehr einleuchtenden Ergebnissen Grupes beim Studium der Weserterrassen wird man wohl annehmen dürfen, daß auch hier im Saalegebiet die in der eigentlichen warmen Interglazialzeit geleistete geologische Arbeit des Flusses in der Erosion des Tales und der Herausbildung des Terrassensockels bestand, daß aber die Aufschüttung der bis 10 m mächtigen Schotter zum Teil erst gegen Ende, bzw. nach Abschluß der Interglazialzeit unter dem Einfluß oder wenigstens zur Zeit des heranrückenden Inlandeises stattfand (S. 356).

Damit würde der besonders hervorgehobene Umstand sehr gut übereinstimmen, daß das nordische Material in diesen Schottern sich reichlicher erst in der obersten Lage, sehr reichlich in der Grenzschicht einzustellen beginnt, daß z. T. oben eine Wechsellagerung zwischen Flußschottern und Glazialbildungen eintritt, und daß an anderen Stellen sich zwischen beide eine Staubeckenbildung — ein Beckenton — dazwischen schiebt. Leider ist über die vertikale Verbreitung der oben angeführten Fauna in den Schottern nichts genaues bekannt (die *Corbicula* soll im wesentlichen in den unteren Partien der Schotter vorkommen, in den obersten 2 m aber fehlen), kann auch nach Lage der Dinge nicht gut etwas genaues ermittelt werden; daß die Vorgänge sich ungefähr in diesem Zusammenhang abgespielt haben, kann man aber aus dem ungleichmäßigen Charakter der Fauna wohl schließen. Hervorgehoben mag werden, daß *Corbicula fluminalis* nur in den Unstrutschottern gefunden ist, nicht in den Saaleschottern.

Wohl der schönste und beweisendste Fundpunkt der Interglazial-

fauna im Halleschen Gebiet ist der Tagebau Dörstewitz. Hier liegen die fossilführenden Sande und Schotter der Saale direkt zwischen zwei Moränen und enthalten *Helix striata*, *Succinea oblonga*, *S. elongata*, *S. Schumacheri*, *Limnaea ovata*, *L. peregra*, *Unio* sp., *Pisidium* sp., *Elephas* sp., *Rhinoceros* sp., *Cervus tarandus*, *Equus caballus*, *Ovis*, bzw. *Capra*, also sozusagen an derselben Stelle eine durchaus ungleichmäßige Fauna mit Komponenten eines recht warmen und eines recht kalten Klimas, was aufs deutlichste die klimatisch stark wechselnden Bedingungen veranschaulicht, unter denen diese Schotter abgesetzt wurden.

Eine interglaziale Fauna von interessanter Zusammensetzung ist bei Lauchstädt, leider unter stratigraphisch äußerst undeutlichen Verhältnissen gefunden. Dort liegen zwischen Löß und Tertiär in diluvialen Sanden und Kiesen *Felis leo*, *Equus* sp. (sehr kleine, besondere Art!), *Rhinoceros* sp. und *Cervus tarandus*, also ebenfalls wieder eine recht gemischte Fauna.

Verwitterungszonen, die dem Interglazial entsprechen, sind bei Halle nicht beobachtet; Erosion und vor allem die flächenhaft wirkende Denudation hat diese interglazialen Verwitterungszonen dort völlig beseitigt.

Die Ablagerungen der zweiten (sogenannten Haupt-) Eiszeit, die diese »interglazialen« Saaleschotter überlagern, bestehen aus einem ziemlich mächtigen Glazialdiluvium: Grundmoränen, Sanden und Schottern, das durch zwei Horizonte von Bändertonen und Beckentonen gegliedert ist, wodurch mehrere, nicht unbeträchtliche Oszillationen des Eisrandes in diesem Gebiet bewiesen sind; es sind aber keinerlei fossilführende Ablagerungen durch diese Oszillationen veranlaßt, die nur lokale Bedeutung besitzen.

Über diesen Ablagerungen der zweiten (sog. Haupt-) Eiszeit liegt nun bei Rabutz, östlich von Halle, ein 6—7 m mächtiger, fetter Beckenton mit *Sphaerium rivicola*, *Pisidium Henslowianum*, *Bithynia tentaculata*, *Valvata cristata*, *Rhinoceros Merckii*, *Elephas antiquus*, *Bison priscus*, *Bos primigenius*? in den untersten Schichten. Darüber liegt eine grundmoränenartige, glaziale Schicht, ferner die Hauptmasse des Beckentons und nordische Sande.

Nach der Fauna und nach der Überlagerung durch ein, wenn auch gering mächtiges, aber anscheinend sicheres, nordisches Diluvium, ist diese unterste, fossilführende Schicht des Rabutzer Beckentons wohl als jüngeres Interglazial zu betrachten.

Eine Bohrung, die zur Sicherstellung der Lagerungsverhältnisse dort heruntergebracht wurde, ergab, daß direkt unter dem Rabutzer Ton die mehrfach gegliederten Ablagerungen der zweiten (Haupt-) Eiszeit, die interglaziale Hauptterrasse der Saale und Sande, Grundmoränen und Bändertone der ersten Eiszeit, sowie die präglazialen Saaleschotter liegen, so daß hier, wenn die Deutung des obersten Glazialdiluviums

richtig ist, 3 Glaziale und 2 Interglaziale unmittelbar übereinander in demselben Profil nachgewiesen wären.

In dem südöstlich von Weißenfels gelegenen Gebiet bei Wildschütz (Zeitz) ist beobachtet, daß sich unter 2 m frischem, kalkhaltigem Löß eine stark verwaschene, verwitterte und verlehmte Grundmoräne befindet, die wieder von frischem, kalkhaltigem, lößartigem Mergelsand unterlagert wird (7). Also auch hier ist vor Ablagerung des oberen frischen Lößes eine Periode starker Denudation und Verwitterung eingetreten, die eine ältere Grundmoräne erheblich beeinflußt und verlehmt hat, und wir werden nach Analogie mit den früher besprochenen Erscheinungen Schleswig-Holsteins und Hannovers diese Denudationsperiode und die Verlehmungszone als letzte Interglazialzeit deuten dürfen.

Auch in der Gegend von Altenburg-Meuselwitz liegt über präglazialen Schottern und Geschiebelehm eine 6,5 m mächtige Lößdecke, die unter 1,3—2 m jüngerem Lößlehm 0,65—1,8 m frischen, kalkreichen Löß, darunter 0,75—3,5 m älteren Lößlehm und 0,5—1,5 m frischen kalkreichen, älteren Löß zeigt, es liegt hier also mitten im Löß mit 10% Kalkgehalt eine sehr ausgeprägte, kalkfreie Verwitterungszone bis zu 3,5 m Mächtigkeit, die man mit Sicherheit als Zeichen einer Interglazialzeit betrachten kann (73).

Ablagerungen von dem biologischen Charakter der interglazialen Saale-Hauptterrasse, d. h. mit im wesentlichen derselben Molluskenfauna, unterlagert von nordischen Sanden und Kiesen und überlagert von dem Geschiebelehm der zweiten Eiszeit finden sich weiter südlich im Saaletal, aber außerhalb der eigentlichen Saaleterrassen, bis südlich Kamburg und Porstendorf, also bis tief ins thüringische Hügelland hinein, wie hier anhangsweise erwähnt sein mag (140).

Dieselben Verhältnisse wie im Saalegebiet finden wir auch bei den aus dem Harz herauskommenden Flüssen, z. B. der Eime und Selke in der Gegend von Aschersleben. Auch diese Harzflüsse bilden eine mächtige »interglaziale« Terrasse, die im wesentlichen aus bis zu 15 m mächtigen hercynischen Schottern aufgebaut wird und z. B. bei Frose und Nachterstedt von mächtigem Glazialdiluvium (Geschiebemergel, Sand und Kies) unterlagert und von einem jüngeren Geschiebemergel überlagert wird. Beide Grundmoränen lassen sich bis an den Harzrand verfolgen; daß es die Grundmoränen der ältesten und zweiten Eiszeit, die Schotter mit Resten von *Elephas*, *Rhinoceros*, *Equus* usw., also solche der ersten »Interglazialzeit« (Interglazialzeit im weitesten Sinne) sind, ergibt sich nicht nur aus unseren allgemeinen Kenntnissen über die lange nicht bis dorthin reichende letzte Vereisung, sondern auch aus der Tatsache, daß die höhere Grundmoräne erhebliche Erosions-, Denudations- und Verwitterungserscheinungen erkennen läßt, die eingetreten sind vor der Ablagerung des darüber liegenden frischen Lößes, ebenso wie in der Gegend von Zeitz und Neuhaldensleben und in dem Magdeburger Gebiet

Eine Fossilführung, die mit völliger Sicherheit auf warmes Klima während ihrer Ablagerung hindeuten würde, ist in diesen Schottern noch nicht nachgewiesen; daß es »interglaziale« Schotter sind, und zwar interglazial im weiteren Sinne, vom Schluß der Interglazialzeit, bzw. vom Beginn der folgenden Eiszeit, ist nur aus ihrer Analogie mit den Verhältnissen der Saalehauptterrasse und der Weserterrassen zu schließen (150, 141a) (S. 356 u. S. 449).

Daß die Bildung derartiger »interglazialer« Schotter wirklich noch bis in die Zeiten der sehr durch das herannahende Eis der zweiten (sogenannten Haupt-) Eiszeit beeinflußten Klimaverschlechterung, bis in die Zeiten deutlich glazialer Bedingungen hinein, angedauert hat, ergibt sich auch hier aus der Fossilführung der ganz analogen Holtemmeschotter bei Gr. und Kl.-Quenstedt bei Halberstadt. Diese Schotter, die alle derselben Terrasse angehören sollen (nach Wüst), werden an manchen Stellen von Geschiebemergel unterlagert, an anderen von Geschiebemergel, bzw. von Löß überlagert (161).

Die Fossilführung dieser Schotter besteht aus einer ganzen Reihe von Arten, die jetzt noch im Gebiete leben, aber auch aus einigen entschieden auf wesentlich kälteres Klima deutenden Formen. *Vallonia pulchella*, *V. costata*, *V. costellata*, *V. tenuilabris*, *Helix hispida*, *H. arbustorum*, *Pupa muscorum*, *Pupa columella*, *Vertigo parcedentata*, *Succinea Schumacheri*, *S. putris*, *S. oblonga*, *Limnaea ovata* und *L. palustris*, *Planorbis leucostoma* und *Pl. sibiricus*.

Vallonia tenuilabris, *Pupa columella*, *Vertigo parcedentata* deuten ganz entschieden auf ein wesentlich schlechteres Klima, als wir es jetzt haben, hin; *Succinea Schumacheri* ist ausgestorben; über den Wert von *Planorbis sibiricus* für die Klimabestimmung ist oben das Wesentliche gesagt worden.

Neben dieser Molluskenfauna sind noch die Reste großer Säuger gefunden: *Elephas trogontherii* (*El. primigenius*?), *Rhinoceros antiquitatis*, *Equus germanicus*, die keine neuen, entscheidenden Züge dem Bilde zufügen.

Eine sichere Bestimmung des Alters dieser Holtemmeschotter wird sich erst nach erfolgter Kartierung des Gebietes vornehmen lassen; aller Voraussicht nach gehören sie aber ebenfalls an den Schluß des I. Interglazials, bzw. in den Anfang der zweiten Vereisung.

Bei Klicken in Anhalt (132) liegt unter Geschiebesand, im Unteren Diluvialsand (über Unterem Geschiebemergel) ein ziemlich mächtiges (mehrere Meter) Lager von Diatomeenerde, Süßwasserkalk und Eisenocker. Außer den Diatomeen sind Reste von *Pinus silvestris*, *Corylus avellana* usw., sowie von Fischen vorhanden. Aus der Mächtigkeit der Diatomeenablagerung, des Süßwasserkalkes und dem Vorkommen von *Corylus avellana* ist ein sicheres Interglazial als erwiesen anzunehmen, das mit den Diatomeenlagern der Lüneburger Heide zu parallelisieren, also letztes Interglazial sein dürfte.

In Anhalt und auf dem Gräfenheinichen-Schmiedeberger Plateau treten in großer Verbreitung Kiese auf, die aus rein südlichem Material bestehen (fast nur Milchquarze, wenig Kieselschiefer und Grauwacken), vom jüngeren Diluvium (nordischen Kiesen und Sanden, sowie z. T. von Geschiebemergel) überlagert werden und fast immer auf Tertiär, einmal auch auf Geschiebemergel liegen. Sie erreichen bis 15 m Mächtigkeit und zeigen in ihrer Ausbildung und ihren Lagerungsverhältnissen die bemerkenswerteste Analogie mit den interglazialen Saalekiesen des Gebietes von Halle; sie werden daher trotz ihrer Fossilfreiheit vielleicht als Interglazial, und weil sie nur so äußerst selten noch von nordischem Diluvium unterlagert werden, auch schon die Auffaltung des Gräfenheinichen-Schmiedeberger Plateaus mit erlitten haben, dann als älteres Interglazial zu betrachten sein (85) (vgl. auch die Ausführungen über entsprechende Ablagerungen der Mark Seite 459, 468—469.)

Bei Kemberg bei Wittenberg liegen unter oberdiluvialen Sanden 0,8—2 m mächtige Ockerkalke, die auf völlig kalkfreien Diluvialsanden aufruhen. Sie ähneln in ihrer Ausbildung den Süßwasserkalken und Eisenockern des Fläming (86). Fossilien sind in ihnen nicht gefunden. Nach der Auflagerung auf völlig kalkfreien Sanden und der immerhin recht beträchtlichen Mächtigkeit der Ockerkalk- (eisenschüssiger Seekreide-)bildung wird man wohl nicht fehlgehen, diese Bildungen als Zeichen der letzten Interglazialzeit zu betrachten, da wir aus dem oberen Diluvium primär kalkfreie Sande kaum kennen (höchstens oberdiluvial umgelagerte Interglazialsande!).

Bei Görzke in Anhalt liegen unter Geschiebesand mit kopfgroßen Geschieben, bzw. unter Geschiebemergel des Oberen Diluviums über 5 m mächtige, rosa, gelb und blauschwarz gefärbte Süßwasserkalke (91—95% $CaCO_3$), die außer unbestimmten Wirbeltierresten, Planorben, Unionen, *Valvata contorta*, *Limnaea stagnalis* und zahlreiche unbestimmte Pflanzenreste enthalten. Aus der Mächtigkeit der Süßwasserkalke ist auf ein sicheres Interglazial zu schließen; aus der Höhenlage und der allgemeinen geologischen Situation auf letztes Interglazial (74).

In der Magdeburger Börde in den Braunkohlengruben Eintracht und Alexander liegt unter Löß und 3—5 m mächtigem, unten blaugrauem Geschiebemergel geschichteter Sand und ein 1—2 m mächtiger, feingeschichteter Ton, der unten blaugrau, oben verwittert und gelblichbraun ist; darunter folgt dann eine steinige Lokalmoräne von 3,6—6 m Mächtigkeit. Der Ton ist oxydiert und verwittert vor Ablagerung des darüber liegenden, frischen Geschiebemergels, wird also wohl als Anzeichen einer Interglazialzeit betrachtet werden können (108).

Mecklenburg und Pommern.

Aus diesen Gebieten sind unsere Kenntnisse über Interglazialia sehr spärlich, was teils an den mangelhaften Aufschlüssen, teils daran liegt,

daß Mecklenburg das Arbeitsgebiet eines der eifrigsten Monoglazialisten, E. Geinitz, ist.

In Boitzenburg sind Schichten bekannt geworden, die nach stratigraphischer Stellung und faunistischer Ausbildung aufs genaueste übereinstimmen mit dem tieferen Interglazial von Lauenburg a. Elbe. Unter Talsand und älteren, groben Kiesen, die kalkfrei sind und ganz offenbar eine interglaziale Verwitterungszone darstellen (33, 99a), liegen Mytiluston, Cardienschichten und darunter Süßwasserschichten, Diatomeenpelit und der schwarze »Lauenburger« Ton.

Bei Wendisch-Wehningen sind diatomeenführende, mächtige Tone mit einer dünnen Bank schwarzen Diatomeenpelits vorhanden, die nur *Melosira granulata* und *Coscinodiscus subtilis* enthalten, und von Geschiebemergel überlagert und unterlagert werden; darüber liegt noch mächtiger Diluvialkies; nach Geinitz gehört Wendisch-Wehningen mit Boitzenburg zusammen, würde also danach ebenfalls älteres Interglazial sein.

Bei Parchim in Mecklenburg im Gebiet des großen, äußeren Moränenzuges (»südliche Außenmoräne«)[1]) ist unter 31,75 m Oberem Geschiebemergel (mit 7 m eingelagerten Spatsanden) und 8,25 m normalen kalkhaltigen Spatsanden, 3 m kalkfreier Spatsand erbohrt, darunter 5 m grober, kalkhaltiger Spatsand und eine dünne Bank grünlichgrauen Süßwasserkalkes mit Spongillanadeln. Darunter 1 m normaler Spatsand, 4 m Geschiebemergel (mit Sandeinlagerung) und schwarzer Glimmerton. In einer zweiten Bohrung wurden unter 30 m Geschiebemergel (mit Spatsandlagen) 3 m normaler, kalkhaltiger Diluvialsand, 7,6 m kalkfreie und humose Sande und darunter wieder 16 m normale kalkhaltige Diluvialsande und zwei Geschiebemergelbänke von zusammen 31 m Mächtigkeit gefunden. In einer dritten Bohrung liegen unter 32,5 m Geschiebemergel 12,5 m kalkfreie und stark humose Diluvialsande (diluviale Moorerde) und darunter 13 m normaler Diluvialsand und Kies (20 u. 21).

In zwei weiteren Bohrungen daneben liegen in 22—24 m Tiefe unter normalem, frischem, Oberem Diluvium Diatomeenmergel und hellgraue Süßwassermergel. Die Diatomeenflora ist noch nicht bestimmt. Aus der Mächtigkeit der interglazialen Verwitterungszone von 4—12,5 m, aus der intensiven Humusneubildung und der Bildung nicht unerheblicher Süßwassermergel wird man wohl mit Recht auf eine lange, wirkliche Interglazialzeit schließen dürfen, und zwar aus ihrer Tiefenlage bei ihrer Lage zur Endmoräne auf das letzte Interglazial.

[1]) Daß die in den Sonnenbergen bei Parchim in der Endmoräne befindlichen Braunkohlenschichten nicht anstehend sind, sondern nur eine sehr mächtige, wurzellose Scholle darstellen, die im Diluvium schwimmt, ergibt sich aus einer der von Geinitz publizierten Bohrungen, die bis zu 94 m Alaunton, Glimmersand und Braunkohle ergeben hat, darunter von 94—99,2 m groben Kies mit Kalk, also sicheres Diluvium, was hier anhangsweise hervorgehoben sein mag.

In Schwan in Mecklenburg fanden sich in 60 m Tiefe unter mächtigen Tonmergeln und Sanden Sande mit *Cardium edule* und *Corbula gibba*; das Liegende ist unbekannt; wenn es nicht verschwemmte Fossilien der Eemzone sind, ist es vielleicht ein Punkt des ersten Interglazials (der Eemfauna) selbst.

Der nächste Punkt marinen Interglazials ist HiddensOe bei (auf) Rügen; hier ist am Dornbusch und am Leuchtturm durch die Untersuchungen von Günther, Munthe und Elbert folgende Schichtenfolge festgestellt (10, 9):

Brauner Geschiebelehm der letzten Eiszeit,
Mariner fossilführender Ton, } Interglazial
Tonige Sande und Sande mit kohliger Substanz, }
Kies und grober Sand,
Geschiebemergel der Haupteiszeit, bestehend aus zwei Bänken, die durch ein Kieslager getrennt sind,
Grünlicher, rotbrauner und blaugrauer, plastischer Ton mit Pflanzenresten und »Cyprinentonfauna«.
Feiner und grober Sand mit kohliger Substanz und den Resten einer Moosflora (nach Deecke auch mit Laubblättern),
Kies,
Brauner bis gelbbrauner glazialer Tonmergel,
Geschiebemergel der ältesten Eiszeit,
Kies,
Kreide.

Der plastische Ton enthält *Cyprina islandica*, *Corbula gibba*, *Cardium edule*, *Nucula* sp., *Turritella ungulina*, *Pecten opercularis*, *Mytilus edulis*, *Fusus* sp., ferner Fischwirbel und zahlreiche Foraminiferen, muß sich also in mindestens 18 m vielleicht in 20—40 m Tiefe gebildet haben.

Das Profil ist von außerordentlich starken Störungen betroffen; durch eine Anzahl Bohrungen ist aber die Schichtenfolge festgelegt. Wir haben hier also drei Geschiebemergel getrennt durch zwei fossilführende Interglaziale, von denen das tiefere nach faunistischem Inhalt und der Vergesellschaftung mit darunter liegenden Süßwasser- und terrestrischen (Moos-) Bildungen durchaus der Eemzone entspricht.

Im Küsterschen Bruch bei Saßnitz liegt über der Kreide eine Schichtenfolge bestehend aus (von oben nach unten) (133):

7 m Geschiebemergel,
1,25 m feiner, weicher, hellgelber Sand mit Tonbändern mit *Tellina solidula* in zweiklappigen Exemplaren,
0,75 m Sand und Ton wechsellagernd, mit Pflanzenresten, Fischknochen und zweiklappigen Schalen von *Cyclas solida* und *Pisidium amnicum*.
0,65 m fossilfreie Sande und Tone,
2,5 m Unterer Geschiebemergel.

Es ist nach Lage der Dinge und der Vergesellschaftung von marinen Schichten mit unterlagernden Süßwasserschichten erstes Interglazial; weswegen der Fund trotz der sehr genauen Angaben STRUCKMANNS später von DEECKE bezweifelt ist, ist nicht recht ersichtlich.

Am Kieler Bach fand sich in dem sehr stark dislozierten älteren Diluvium zwischen Geschiebemergel in 3 m mächtigen Sanden eine ziemlich arktische Moosflora, die natürlich nichts für eine wirkliche Interglazialzeit beweist.

Das angebliche marine Interglazial von Kolberg hat sich als verschleppter Ballastsand entpuppt.

In Belgard wurde unter 26 m Sand und Geschiebemergel 6,7 m bräunlichgraue Diatomeenerde erbohrt, die noch von 3 m Diluvialsand und von Tertiär unterlagert wird; über den Fossilbestand ist nichts bekannt, Diatomeenlager lassen aber als solche auf ein günstiges Klima, also auch auf eine Interglazialzeit schließen. In einer zweiten Bohrung wurden unter 22,5 m Geschiebemergel und Sand 5 m kalkhaltige Sande, darunter diatomeenführende Tonmergel und weitere 3 m Kies und Sand erbohrt, in einer dritten Bohrung daneben wurde dann noch bis zu 31,75 m ein tieferer Geschiebemergel gefunden. In Doeberitz bei Tempelburg liegt unter 2 m Kies, 30 m Geschiebemergel und 2,5 m Spatsand ein Lager von Diatomeenerde, das noch von 8 m Diluvialsand und 1,5 m Geschiebemergel unterlagert wird. In einer anderen Bohrung bei Belgard wurde im Unteren Geschiebemergel auf sekundärer Lagerstätte die verschleppte Eemfauna gefunden, zum Beweise, daß die Ablagerungen dieses älteren Interglazials auch noch nördlich von diesem Gebiet vorhanden gewesen sind.

Im Lehmhagen, nördlich von Grimmen, wurden in 30 m Tiefe graue Tone mit Pflanzenresten und Torf nachgewiesen, desgleichen bei Barth in 21—23 m Tiefe torfige Sande, und bei Niepars in Vorpommern liegt unter 43 m hangendem Geschiebemergel (inklusive 8 m Sandeinlagerungen) und 3 m kiesigem Sand, 1 m Torf, 1 m sandiger, unreiner Torf, 1 m Kies mit Torfresten und Süßwassermollusken und 1 m Kies mit Süßwassermollusken: *Valvata piscinalis*, Pisidien usw. über Diluvialkies (8). Der Pflanzenbestand der Torfe ist leider nicht bestimmt; immerhin ergibt sich aus dem Befund von mehr als 2 m Torf nebst unterlagernden Süßwasserschichten, daß hier ein echtes Interglazial vorhanden sein muß — welches? ist bisher nicht sicher zu entscheiden, da nicht bekannt ist, wieviel Diluvium noch darunter liegt.

Bei Glötzin im Kreise Belgard in einer Grundmoränenlandschaft wurde unter 11 m »Schlick und blauem Ton« (Oberem Geschiebemergel) 1 m Torf, darunter 15 m »grauer Ton« und 30 m Glazialdiluvium: Kies, »blauer Ton« (Geschiebemergel) und grober Sand erbohrt. — Der Pflanzenbestand des Diluvialtorfes ist nicht festgestellt, daß es sich um letztes Interglazial handelt, dürfte aber wohl nicht zweifelhaft sein.

Weitere sichere Interglaziale sind aus Pommern nach der bisherigen Literatur nicht bekannt — es scheint aber Aussicht zu sein, daß demnächst einige weitere Mitteilungen darüber erscheinen werden.

Bei Zetthun bei Kurow in Hinterpommern liegt in Unteren Sanden, die vom Oberen Geschiebemergel überlagert werden, $1^1/_2$ m Süßwasserkalk, der von 0,3 m Torf überlagert wird. Fauna und Flora sind nicht bekannt, doch wird man die Bildung derartig mächtiger Seekreiden mit Torfdecke wohl als Beweis recht günstiger Klimabedingungen betrachten dürfen. Ähnliche Kalklager kommen bei Karzenburg vor.

Das sind bisher alle Anzeichen, die sich für die Gliederung des durchschnittlich 50—100 m im Maximum 156 m mächtigen pommerschen Diluviums verwenden lassen. Die Lage der Unterkante des Diluviums schwankt von + 37 m NN (Bütow, Oberfläche + 145 m) bis zu — 136 m NN (Stettin, Oberfläche + 20 m!).

Die Mächtigkeit des Diluviums in Mecklenburg ist durchschnittlich eine ziemlich bedeutende von mehr als 60 bis mehr als 115 m, ja bis 131 m, die Unterkante geht bis — 95 m NN bei Warnemünde herunter, bis — 105 m NN bei Trips und steigt an bis + 33 m NN bei Neu-Brandenburg und bis + 41 m NN bei Bockup.

Mark Brandenburg und Schlesien.

Die Mächtigkeit des märkischen Diluviums schwankt von durchschnittlich etwa 40—70 m bis zu auffallend großen Mächtigkeiten: 116 bis mehr als 204 m bei Berlin, 126—178 m bei Rüdersdorf, 163 m bei Cottbus, 157—162 m in der Forst Zehdenick, mehr als 168 m bei Gransee, (darunter über 100 m einheitlicher Geschiebemergel), 133 bis mehr als 204 m bei Strasburg in der Uckermark. Die Lage der Unterkante schwankt von durchschnittlich — 20 m bis zu — 40 m NN, geht aber in der eigentlichen Mark in ihren Extremen von + 0,7 m bis — 107 m bei Berlin, von + 60 m NN bis — 117 m NN bei Rüdersdorf, von + 15 bis — 120 m NN in der Forst Zehdenick, von + 5 m bis tiefer als — 110 m bei Gransee, bis zu tiefer als — 142 m bei Strasburg herunter und zu + 61 m bis zu + 111 m in der Lausitz herauf. Die Lage der Unterkante des Diluviums oder die prädiluviale Oberfläche weist also in ganz engen Bezirken z. T. erstaunliche Schwankungen auf, die z. T. wohl auf präglaziale Täler zum erheblichen Teil aber auch sicher auf diluviale tektonische Störungen zurückzuführen sind (Rüdersdorf). Immerhin sind weder die Maximalmächtigkeiten des Diluviums, noch die Schwankungen in der Lage der Unterkante so extrem wie in Schleswig-Holstein.

Der größte Teil der Mark liegt noch ganz sicher im Bereich des jüngsten, Oberen Diluviums; der frische Obere Geschiebemergel ist erwiesenermaßen bis weit über die untere Havel und die mittlere Spree hinaus verfolgt und bei Belzig und Senftenberg noch vorhanden; die jüngste oberdiluviale Endmoräne erstreckt sich von der Gegend von Grünberg

über Lissa, Jarotschin, Pleschen nach Osten, so daß nur im äußersten Süden der Mark älteres Diluvium in bemerkenswerten Partien an die Oberfläche tritt (3, 137).

Bei Rixdorf bei Berlin liegen unter dem 2—5 m mächtigen, Oberen Geschiebemergel mächtige Diluvialsande und Grande, darunter eine Bank von grobem Kies mit den Resten großer Säugetiere und der Untere Geschiebemergel, unter dem durch Bohrungen jetzt vielfach die Paludinenbank (älteres Interglazial) nachgewiesen ist.

Die Wirbeltierkiese enthalten die Reste der großen Säuger in so ausgezeichneter Erhaltung und in solcher Menge, daß an irgend welchen erheblichen Transport nicht gedacht werden kann; die Tiere haben sicher an Ort und Stelle gelebt. Gefunden sind *Elephas primigenius* (häufig) und *E. trogontherii*, bzw. *E. antiquus* (1 Zahn), *Rhinoceros tichorhinus* (häufig) und *R. Merckii* (1 Zahn), *Bos primigenius* und *Bison priscus*, *Equus caballus*, *Cervus alces* und *C. elaphus*, *C. euryceros*, *Rangifer grœnlandicus*, *Ovibos moschatus*, *Canis lupus*, *Ursus* usw. Es ist also im wesentlichen die Fauna eines gemäßigten Klimas, der einige hochnordische Elemente beigesellt sind; man wird also den Rixdorfer Horizont mit großer Sicherheit an das Ende des letzten Interglazials versetzen, als unter dem Herannahen der letzten Vergletscherung schon nordische Tiere der gemäßigten Fauna sich beigesellten, und die eigentlichen Interglazialablagerungen durch die Schmelzwasser des herannahenden Eises zerstört, die darin enthaltenen großen Knochen nebst dem groben Kies aber liegen blieben — (es fehlen alle kleinen Tiere und Knochen!!) (122, 141, 145).

Daß diese Auffassung des Rixdorfer Horizontes die den Tatsachen entsprechende ist, ergibt sich aus einer ganzen Anzahl neuerdings herunter gebrachter Bohrungen, die im stratigraphischen und nahezu auch absoluten Niveau des Rixdorfer Horizontes in der Nachbarschaft desselben, zwischen den beiden Geschiebemergeln, Torfablagerungen mit Gräsern und Kiefernresten ergeben haben, ferner daraus, daß sowohl das gleich zu besprechende Interglazial von Phoeben als auch die erhebliche interglaziale Verwitterungszone bei Glindow stratigraphisch in demselben Horizont liegen wie Rixdorf, unter demselben Oberen Geschiebemergel[1]), und daß in diesem oberen Interglazial eine andere Paludina vorkommt (*P. duboisiana*) als die echte *Paludina diluviana*, die in den Bohrungen am Kreuzberg, also in unmittelbarer Nähe von Rixdorf erst in — 19 bis — 31 m NN, also rund 50 m tiefer, in kalkarmen bis völlig kalkfreien, grauen Sanden, Tonen mit Pflanzenresten, Sapropeliten, zusammen mit *Bithynia tentaculata*, Anodonten, Characeen, *Rumex*, *Potamogeton* usw. gefunden ist.

In der Bohrung der Vereinsbrauerei Rixdorf ist senkrecht unter dem Rixdorfer Säugetierhorizont in 48—68 m Tiefe eine 20 m mächtige,

[1]) Bzw. dessen Zerstörungsprodukten!

völlig kalkfreie Schichtenfolge von Sanden und Tonen gefunden, die zwischen dem 13ten und 15ten Meter die Paludinenbank mit den zahllosen *Paludina diluviana*-Exemplaren enthält und noch von weiteren > 54 m normalem, kalkhaltigen Glazialdiluvium (Sand, Kies und Tonmergel) unterlagert wird. Es ist dies also einer der nicht wenigen Punkte, wo zwei Interglaziale senkrecht übereinander nachgewiesen sind.

Im Untergrunde von Groß-Berlin ist ferner auf eine sehr große Erstreckung durch zahlreiche Bohrungen dieses tiefere, sehr mächtige und eigentümlich ausgebildete Interglazial nachgewiesen, das aus feinen, kalkfreien und faulschlammhaltigen Sanden, sandigem Faulschlamm mit Vivianitführung, und feinsandigen, kalkfreien Tonen besteht und in zahlloser Menge die Schalen der echten *Paludina diluviana* führt; außerdem kommen noch vor Anodonten, *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Sphaerium solidum*, *Sph. rivicola*, *Neritina fluviatilis*, *Lithoglyphus naticoides*, Limnaeen, *Pisidium amnicum*, Unionen, *Dreyssensia*, *Valvata naticina*, *Pisidium pusillum*, *Pisidium Henslovianum* und Reste von *Carex*, *Rumex*, *Potamogeton* usw. (142, 68, 69, 44).

Die einschließenden Sande, Tone, Lehme und Kiese sind zum großen Teil völlig kalkfrei, die Sande und Kiese bestehen oft ganz wesentlich aus Quarz und Kieselschiefer, mit sehr wenig nordischem Material. Dieses Interglazial, das an vielen Stellen eine fast reine Schneckenschicht mit nur ganz wenig Faulschlamm, bzw. kalkfreiem Ton als Bindemittel ist, erreicht 2—12, ja bis 20 m Mächtigkeit und liegt mit großer Regelmäßigkeit in etwa — 6 bis — 10 m NN; nur wenige Punkte liegen etwas höher oder tiefer. Es ist ein alter Seegrund, und die Üppigkeit des Tierlebens beweist mit großer Sicherheit das Vorhandensein sehr günstiger Lebensbedingungen. Über die stratigraphische Stellung kann bei dem durch wirklich zahllose Bohrungen aufgeschlossenen Berliner Diluvialprofil nicht der mindeste Zweifel bestehen; die Paludinenbank liegt stets, wie schon öfters betont, unter einem erheblich mächtigen Geschiebemergel, der von dem zweiten Interglazial (Rixdorfer Horizont) überlagert wird, also unter dem »Unteren« Geschiebemergel und sehr oft über einem tieferen Geschiebemergel, der z. B. bei Hohenschönhausen von — 37 bis zu mehr als — 52 m NN, in Steglitz von — 22 bis mehr als — 35 m NN, am Kreuzberg von — 59 bis zu — 147.6 m NN liegt.

Dieser märkische Paludinenhorizont ist also ein in jeder Beziehung einwandfreies, älteres Interglazial, das zur Ablagerung kam, nachdem ein bis etwa 100 m mächtiger Geschiebemergel, bzw. sehr mächtige fluvioglaziale Sedimente in dem Gebiet sich abgesetzt hatten; er steht zum großen Teil in Verbindung mit 9—15 m mächtigen kalkfreien Schichten mit sehr wenig nordischem Material, beweist also die Intensität der damals wirksamen Verwitterungsfaktoren, sowie die Zufuhr sehr viel südlichen, nicht nordischen Mate-

rials durch interglaziale Flüsse (Erläuterung zu Blatt Teltow, 2. Auflage und zu Blatt Charlottenburg, 2. Auflage, sowie Blatt Tempelhof).

Genau in derselben Lage ist die Paludinenbank in einigen Bohrlöchern bei Rüdersdorf gefunden; im Bohrloch III liegen kalkfreie Tone und Sande mit *Paludina diluviana* und *Neritina fluviatilis* in — 5 bis — 21 m NN, unter 30 m Unterem Geschiebemergel und über zwei Bänken eines tiefsten Geschiebemergels von zusammen 18 m Mächtigkeit (13; Erläuterungen zu Blatt Rüdersdorf, III. Aufl.).

In Bad Johannistal bei Berlin ist in 140 m Tiefe, also in rund — 105 m NN, ein diluvialer Tonmergel mit *Pisidium Henslowianum* gefunden, der also zu einer ganz früh diluvialen, interstadialen Ablagerung gehören muß; er liegt rund 90 m tiefer als die Paludinenbank, enthält 9,14% $CaCO_3$ und muß tektonisch stark versenkt sein (145a, 142).

Aus den dem Rixdorfer Niveau angehörigen Kiesgruben von Nieder-Löhme bei Königswusterhausen liegt *Hyaena* sp. (cf. *spelaea* bzw. *crocuta*) vor (115); aus dem gleichen Niveau bei Oderberg in der Mark liegen stark abgerollte Reste von *Cervus* sp., *Bos* sp., *Elephas* sp. und *Felis* cf. *leo* (*spelaea*) zwischen Talsand und einer aus zerstörtem Oberen Geschiebemergel entstandenen Blocklage im Hangenden und dem Unteren Geschiebemergel im Liegenden (113). Auch hier sind die die primäre Lagerstätte der Wirbeltiere bildenden Interglazialablagerungen ebenso wie ein Teil der älteren Grundmoränen durch die Schmelzwasser des herannahenden letzten Inlandeises zerstört (Geschiebemergel- und Tonmergelgerölle von Kugel- und Brotlaibform), die Tierreste stark abgerollt, und von dem jungdiluvialen Schmelzwasser umgelagert — ein eigentliches Interglazial ist also Oderberg nicht, sondern nur ein Anzeichen, daß dort eins vorhanden gewesen ist.

Bei Phoeben, westlich Potsdam, liegen unter Talsanden und unter geschiebeführenden, kreuzgeschichteten, kiesigen Sanden mit einer Steinsohle am Grunde (dem Zerstörungsprodukt des Oberen Geschiebemergels), die gekritzte Geschiebe und abgerollte Knochen von Riesenhirsch und Mammuth führt, dunkle faulschlammhaltige Sande, die vom Glindower Ton unterlagert werden und mit diesem gemeinsam gefaltet sind; Sättel und Mulden werden von der Steinsohle diskordant abgeschnitten. In diesen Faulschlammsanden liegen Unionen und Paludinenbänke, z. T. sogar kleine Torfbänkchen und Lagen von conchylienführendem sandigen Torf; zwischen die interglazialen, fossilführenden Schichten und die Steinsohle schieben sich z. T. noch Reste, Fetzen und Linsen von Geschiebemergel und einer eigentümlichen Lokalmoräne aus mit Geschieben durchkneteten, geschichteten Tonen. Die Steinsohle ist offenbar der Rest des größtenteils zerstörten Oberen Geschiebemergels, der auch die Stauchungen des Interglazials und der Glindower Tone bewirkt hat; unter den Glindower Tonen liegt der Untere Geschiebemergel (122, 19).

Daß diese fossilführenden Schichten von Phoeben ein echtes Interglazial sind, und zwar das jüngere, ergibt sich nicht nur aus der Strati-

graphie (und der Höhenlage dicht unter der Oberfläche), sondern auch aus der diluvialen Fauna und Flora; *Rhinoceros*, *Elephas*, *Equus*, *Sus*, *Bison*, *Cervus euryceros*, *Cervus capreolus*, *Castor* und 47 Molluskenarten, darunter *Paludina duboisiana*, *Planorbis corneus*, *Pl. albus* usw., *Bithynia tentaculata*, *Belgrandia* cf. *germanica* und zahlreiche andere Formen beweisen das unwiderleglich. Es fehlen in diesem Interglazial die echte *Paludina diluviana*, *Lithoglyphus naticoides*, *Neritina fluviatilis* und *Valvata naticina*, die sich bisher stets nur in der tieferen Paludinenbank der Mark (— 10 bis — 20 m NN) in dem sicheren älteren Interglazial gefunden haben.

Um den Beweis ganz schlüssig zu machen, sind von der Kgl. geolog. Landesanstalt in Phoeben zwei Bohrungen heruntergebracht worden, die ebenfalls senkrecht unter diesem Oberen Interglazial in 46,8—49 m Tiefe (—16,8 m NN) und in 44—48 m Tiefe die tonige, ältere Paludinenbank mit der echten *Paludina diluviana* und zahlreichen Pflanzenresten gemäßigten Charakters angetroffen haben, darunter noch gegen 50 m älteres Glazialdiluvium. Es liegen also auch hier beide Interglaziale senkrecht übereinander in demselben Profil (nach freundlicher Mitteilung meines Kollegen Dr. Soenderop).

Im Pritzerber See bei Hohenferchesar liegt unter 0,5—2,5 m typischem, blaugrauem Geschiebemergel mit $^1/_4$ cbm großen geschliffenen Geschieben und unter sehr grobem, steinigem Kies, der massenhaft kleinere (bis kopfgroße) geschliffene Geschiebe und Blöcke bis zu > 2,5 m Durchmesser enthält, ein etwa 6 m mächtiger, feinerer Kies mit zahlreichen Resten großer Säuger, *Elephas*, *Equus* usw., die z. T. ausgezeichnet erhalten und nicht abgerollt sind, darunter liegt auf etwa 1 Hektar Erstreckung ein sehr fester, stark komprimierter, fast schwarzer Torf, sowie strukturloses, schokoladenfarbiges, festes Faulschlammgestein, anscheinend auch Faulschlammkalk mit Molluskenschalen in mehr als $^1/_2$ m Mächtigkeit.

Fauna und Flora dieses Interglazials sind noch nicht durchgearbeitet; aus der Größe des Torflagers, seiner Mächtigkeit und starken Kompression, aus der Überlagerung durch feine und grobe Kiese, die sich nach Bohruntersuchungen bis in den in der Umgebung von Hohenferchesar befindlichen Durchragungszug (Endmoränenstaffel) hineinziehen, und der Überlagerung durch typischen Geschiebemergel ist auf ein richtiges Interglazial zu schließen, das bei der Höhenlage nur jüngeres sein kann und dem Horizont von Phoeben und Rixdorf entspricht.

Bei Motzen (Blatt Mittenwalde) (110, 126) liegt unter $2^1/_2$ m Geschiebesand und 2,5—4 m Geschiebemergel in zahlreichen Gruben eine 5 m mächtige, extraglaziale, fossilführende Ablagerung — Tone, Moorerde, Torf, Lebertorf, Süßwasserkalk usw., — die von einem älteren Geschiebemergel unterlagert wird, der seinerseits zahlreiche *Paludina diluviana* führt; die fossilführenden Schichten enthalten Fichte, Rotföhre, *Najas*- und *Potamogeton*arten, Pappel, Hainbuche, Birke, Seerosen,

Stechpalme, Ahorn, Linde, also eine durchaus gemäßigte Flora, die ein etwas besseres Klima als gegenwärtig verlangt. Von Tierresten ist in dem Torf, Lebertorf und Süßwasserkalk gefunden: *Bison priscus*, *Cervus elaphus*, *Canis lupus*, Insectivoren, *Limnaea ovata*, *Planorbis albus*, *Pl. crista*, *Valvata cristata*, *Valvata piscinalis*, *Bithynia tentaculata*, *Vertigo antivertigo*, *Vallonia pulchella*. Es ist also ein ganz sicheres Interglazial, und zwar letztes Interglazial, da der unterliegende Geschiebemergel schon die aus dem ersten Interglazial aufgenommenen Paludinen enthält, und der überlagernde Geschiebemergel der Oberflächenbildende, Obere Geschiebemergel der Mark ist.

Bei Kohlhasenbrück am Teltowkanal liegen unter Geschiebesand mit 1 m großen Geschieben, der seitlich in den Oberen Geschiebemergel des Teltowplateaus übergeht, horizontalgeschichtete Sande und ein Torflager mit rein gemäßigter Flora ohne jede kälteliebenden Arten; darunter folgt der Untere Geschiebemergel. — In den Sanden zwischen den beiden Geschiebemergeln ist beim Bau des Teltowkanals eine Menge großer Säuger des Rixdorfer Niveaus gefunden (141).

Auf dem Fläming in der Gegend von Belzig lagern unter oberdiluvialem Geschiebesand, bzw. unter bis 2 m mächtigem Oberem Geschiebemergel fossilreiche Süßwasserkalke, Torfe und Eisenockerbildungen in 2—5 m (ja bis 30 m beim Eisenocker) Mächtigkeit, die von Diluvialsand mit großen nordischen Blöcken und von Tertiär unterlagert werden. Diese Süßwasserkalke und Eisenockerbildungen enthalten: *Cervus alces*, *C. dama*, *C. elaphus*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Sus scrofa*, *Cyprinus*, *Perca*, *Esox*, *Pupa muscorum*, *Vertigo antivertigo*, *V. parcedentata*, *V. pygmaea*, *Vallonia pulchella*, *Zua lubrica*, *Valvata macrostoma*, *V. piscinalis*, *V. antiqua*, *Bithynia tentaculata*, *Limnaea palustris*, *L. ovata*, *L. truncatula*, *L. stagnalis*, *L. auricularia*, *L. peregra*, *L. lagotis*, *Planorbis marginatus*, *Pl. laevis*, *Pl. vortex*, *Pl. contortus*, *Pl. Rossmässleri*, *Pl. nautileus*, *Pl. rotundatus*, *P. Clessini*, Pisidien, *Cyclas corneus*, *Carychium minimum*, *Patula ruderata* und zahlreiche andere Arten; daneben *Carpinus betulus*, *Alnus glutinosa*, *Acer campestre*, *Tilia*, *Cornus sanguinea*, *Ilex aquifolium*, *Brasenia purpurea*, *Najas marina*, *Cladium mariscus*, *Hippuris vulgaris* usw. Es ist dies also ein nach jeder Beziehung einwandfreies Interglazial eines sehr gemäßigten, ozeanischen Klimas. Die Stellung ist wegen der ungenauen Kenntnis der tieferen, unterlagernden Diluvialschichten nicht genauer zu ermitteln; immerhin spricht die Flora und die allgemeine Lage so dicht unter der Oberfläche in jenem Gebiet für letztes Interglazial, und die Mächtigkeit der Ablagerungen für die Länge der Zeit, die zu ihrer Ablagerung nötig war.

Bei Gr.-Drewitz bei Guben liegt ein 1,4 km langes, 200—400 m breites und 1,2—10,5 m mächtiges Lager von diluvialem Süßwasserkalk (Seekreide, Wiesenmergel) mit horizontaler Oberfläche unter ausgedehnten, flachen, 3—10,4 m mächtigen, sandig-kiesigen Ablagerungen, die die ganze Gegend weit im Umkreis bedecken (54).

Der Kalk bildet die Ausfüllung eines langgestreckten, wannenförmigen, diluvialen Beckens, ist sehr schön und feingeschichtet, unten grünlichgrau, nach oben zu mehr gelblich bis ganz hell gefärbt, hat rund 88% $CaCO_2$, 3—7% SiO_2 und liegt auf diluvialem Sand, Kies, Mergel, bzw. Tonmergel; es sind mindestens 1 Million cbm Kalk vorhanden. Die vollkommen ungestörte Lagerung, das Fehlen jedes darüberliegenden Geschiebemergels, die Bedeckung mit sehr mächtigen kiesig-sandigen, horizontalen Ablagerungen in einem Gebiet, das in der westlichen Verlängerung des südlichsten oberdiluvialen Endmoränenzuges, des von Pleschen-Jarotschin-Lissa-Grünberg liegt, ergeben, daß es diluvial, und zwar nicht mehr von der letzten Grundmoräne überschritten, aber von dem Sandr der äußersten jungdiluvialen Endmoräne überschüttet ist. Dieser Umstand und die außerordentliche Mächtigkeit des Lagers erweisen es mit Bestimmtheit als letztes Interglazial, und diese Mächtigkeit der in dem kleinen Becken abgelagerten Kalke gibt wiederum eine Anschauung von den gewaltigen, durch die interglaziale Verwitterung den älteren Diluvialschichten entzogenen Kalkmengen.

In den verschiedenen Tongruben bei Klinge bei Kottbus liegen unter 1,5— 2,5 m Geschiebesand und steinigem Diluvialkies zwei Torflager von je $^3/_4$ m Mächtigkeit, die durch 3—4 m mächtige Tonmergel (und z. T. auch durch Sandschichten) voneinander getrennt sind und von 4—7 m mächtigem Tonmergel unterlagert werden, unter dem wieder nordischer Diluvialsand und Kies folgt. Im Liegenden der beiden einzelnen Torflager treten noch Lebertorfe und Süßwassermergel auf. Die verschiedenen Profile sind insofern ungleichartig, als in den von Nehring studierten (Schulzeschen) Profilen die obere Torfschicht aus zerriebenem, umgelagertem, auf sekundärer Lagerstätte befindlichem Material bestand, während in der südlicher gelegenen, von Schröder und Stoller studierten Groscheschen Tongrube der obere Torf ebenso wie der untere ein autochthoner schwarzer Torf ist (72, 102, 103, 117).

Die botanische Untersuchung des oberen autochthonen Torfes und Bithynienmergels ergab außer indifferenten Arten: *Betula alba* und *B. pubescens*, *Pinus silvestris*, *Picea excelsa*, verschiedene *Potamogeton*arten (ausgereifte Samen), *Nuphar luteum*, *Najas major* (große, ausgereifte Samen), *Nymphaea alba*, *N. candida*, *Hydrocharis morsus ranae*, *Cladium mariscus*, *Stratiotes aloides*, *Phragmites communis*, *Alnus glutinosa*, *Brasenia purpurea*, *Rubus idaeus* usw.

Das sind also großenteils Arten, die durchaus ein dem heutigen entsprechendes, wenn nicht besseres Klima verlangen, die z. T. schon in Schottland, Norwegen und dem mittleren Schweden fehlen. In dem Bithynienmergel unter dem Torf wurde das Skelett eines großen Boviden gefunden, der noch nicht spezifisch bestimmt ist.

In dem unteren autochthonen Torflager fanden sich außer mehr indifferenten Arten *Brasenia purpurea*, *Nymphaea*-, *Nuphar*-, *Najas*arten, *Stratiotes aloides*, *Ceratophyllum* und *Potamogeton*arten, *Cladium*

mariscus, *Taxus baccata*, *Pinus silvestris*, *Picea excelsa*, *Betula verrucosa* und *B. odorata*, *Alnus-*, mehrere *Salix*arten, *Populus tremula*, *Corylus avellana*, *Carpinus betulus*, *Quercus*, *Tilia*, *Acer campestre*, *Ilex aquifolium* usw. Das ist also ebenso eine Flora, die ein durchaus gemäßigtes, ozeanisches Klima verlangt (*Ilex aquifolium* gedeiht längst nicht mehr bei Kottbus!). In dem tieferen Torf wurde ein vollständiges Skelett von *Elephas primigenius* gefunden. Außerdem wurden in den Torf- und Tonlagern gefunden: *Cervus tarandus*, *Cervus alces*, *Cervus elaphus*, *Cervus euryceros*, *Megaceros Ruffi*, *Rhinoceros* sp., *Bison* sp., *Equus* sp., *Castor* sp., *Vulpes* sp., *Emys*, *Tinca*, *Esox* usw., *Belgrandia* cf. *germanica*, *Bithynia tentaculata* usw.

Die obersten Torf-, bzw. Tonschichten sind stellenweise auf das deutlichste gestaucht und zusammengeschoben; in der obersten Tonschicht unter dem allochthon zusammengeschwemmten Torf sind die Blätter von *Betula nana* gefunden, zwei Fuchsreste aus dem untersten Ton scheinen zum Eisfuchs zu gehören; daß nordischer Kies darunter liegt, ist unbezweifelbar; es ist also ein völlig sicheres Interglazial schärfster Fassung, das eine sehr, sehr lange Periode ozeanischen Klimas verlangt.

Über die genaue stratigraphische Stellung wird sich vor Kartierung des Gebietes nichts bestimmtes sagen lassen; bemerkenswert ist jedenfalls die in jeder Beziehung sehr weitgehende Analogie mit den Torflagern bei Grünental (S. 338), das Fehlen der *Paludina diluviana* und die Lage nicht weit SW. von dem südlichsten oberdiluvialen Endmoränenzuge von Grünberg-Lissa-Jarotschin.

Bei Alt-Geltow bei Potsdam liegt unter einer sandig lehmigen, sehr kalkigen Moräne, die zahllose Valvatenschalen enthält (»Valvatenmergel«), ein schneeweißer Süßwasserkalk mit zahllosen Valvaten, Bythinien und Limnaceen. Nach dem Aufbau der Umgebung ist dieser Süßwasserkalk als letztes Interglazial anzusehen (141).

Bei Korbiskrug bei Königswusterhausen liegt unter $1^1/_2$ m Oberem Geschiebesand mit unregelmäßiger Grenze ein sehr kalkreicher, blauschwarzer Tonmergel, bzw. unreiner Süßwasserkalk (62% $CaCO_3$) mit Resten von *Cervus elaphus*, Fischresten, Unionen, *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *V. contorta*, *Pisidium pusillum*, *P. amnicum*, *Planorbis laevis*, *Limnaea auricularia*, sowie zahlreichen unbestimmten Pflanzenresten (84, 70).

Bei Rathenow liegen unter 5—6 m Oberem[1]) Geschiebemergel mächtige Sande mit *Valvata piscinalis* var. *antiqua*, *Bithynia tentaculata* und var. *producta*, *Limnaea auricularia*, *Planorbis marginatus*, *Sphaerium solidum*, *Sph. rivicolum*, *Pisidium amnicum*, *P. nitidum*, *Unio* sp., *Paludina Duboisiana* (nicht *diluviana*!) und *P. vivipara* (143).

Die Ablagerung ist als ein gut belegtes jüngeres Interglazial zu be-

[1]) Z. T. erst nachträglich als »Oberer« erkannt, bzw. anerkannt.

trachten, ebenso ein in der Nähe bei Nennhausen unter denselben Lagerungsverhältnissen auftretendes, 2 m mächtiges Diatomeenlager.

Bei Halbe in der Mark liegen unter 6—10 m mächtigen, geschichteten Sanden, die eine kleine Torfscholle mit unbekannter Flora enthalten, mächtige Tone mit *Rangifer groenlandicus* (der hocharktischen Form), *Elephas primigenius* und *Ursus* sp. Allem Anschein nach liegt hier eine Ablagerung aus dem Schluß der vorletzten (Haupt-) Vereisung, vom Beginn des letzten Interglazials vor (144).

Bei Bienenwalde bei Rheinsberg liegt unter 2 m Diluvialsand ein über 2 m mächtiger Süßwasserkalk von schwarzer Farbe und blättriger Beschaffenheit, mit Fischresten und zahlreichen unbestimmten Molluskenschalen. Nach Lage der Dinge kann es sich nur um jüngeres Interglazial handeln (70).

Bei Vevais bei Wriezen liegt in einer diluvialen Terrasse unter 2 m grobem Talkies mit bis zu $^1/_4$ cbm großen Blöcken ein bis 5 m mächtiger Süßwasserkalk, unter dem diluviale Sande folgen. Der grobe, blockreiche Talkies im Hangenden des Süßwasserkalkes ist zweifellos ein Zerstörungsprodukt des daneben in derselben Höhenlage auftretenden Oberen Geschiebemergels; der Süßwasserkalk ist ein fossiler Wiesenkalk (Seekreide) mit rund 84% Kalkgehalt und enthält *Limnaea stagnalis, L. ovata, Planorbis cristatus, Pl. glaber, Pl. Gredleri, Pl. nautileus, Valvata cristata, V. piscinalis, V. antiqua, Bithynia tentaculata* und *B. producta, Belgrandia borussica, Sphaerium corneum, Sph. Draparnaldii, Pisidium* cf. *pusillum, P. obtusale, P. supinum*, zahlreiche Ostracoden, *Quercus robur*, Coniferenhölzer usw. Das ist die Fauna und Flora eines durchaus gemäßigten Klimas; *Belgrandia*, die postglazial aus Deutschland nicht mehr bekannt ist und sich hier nur interglazial (Klinge, Phoeben, Winterhude, Taubach) findet, deutet sogar auf ein wärmeres Klima hin als gegenwärtig. Nach der ganzen Situation, der Lage dicht unter der Oberfläche und der anscheinend ungestörten Lagerung kann man die Ablagerung wohl sicher als jüngeres Interglazial betrachten (82).

Bei Werder bei Potsdam liegen unter Talsand und diluvialen Spatsanden diatomeenführende Süßwasserkalke, sandig-tonige Schichten und Mergelsande mit *Valvata antiqua, V. piscinalis, V. macrostoma, Pisidium amnicum, P. nitidum* und *Cypris*schalen, sowie Pflanzenresten; darunter folgen diluviale Spatsande. Deren Vorkommen dürfte als jüngeres Interglazial zu deuten sein (76).

Bei Frankfurt a. O. liegen über einem dunklen, sehr fetten Tonmergel mit einzelnen geschliffenen Geschieben, der die typische Brockenmergelstruktur zeigt (zerquetschte Tonmergelbreccie, Lokalmoräne), mächtige, geschichtete, helle Sande mit *Cypris*schalen, darüber eine Schicht, die fast nur aus *Cypris*schalen besteht, daneben *Anodonta mutabilis, Valvata piscinalis* und *V. contorta, Succinea oblonga* und *Equus caballus* enthält, sodann 2—3 m Süßwasserkalk mit *Cypris, Valvata*

piscinalis und *Carpinus betulus*, und 3—4 dcm Torf mit unbekannter Flora; darüber liegen kalkfreie Tone von $1^1/_2$ m Mächtigkeit[1]); weitere Schichten im Hangenden fehlen; unmittelbar daneben geht eine große Dislokation durch.

In dem großen Einschnitt bei Rosengarten, westlich von Frankfurt, liegt dagegen derselbe interglaziale Süßwasserkalk nebst geschichteten, tonstreifigen Sanden und geschichteten Tonen, unter denen z. T. stark erodierte Nester von sehr eisenschüssigen, interglazial verwitterten, groben Sanden liegen, auf ziemlich mächtigen, sehr fetten, dunkeln, ungeschichteten und gequetschten Tonmergeln, und wird von geschichteten Tonen, gelben, feinkörnigen Sanden und von 20 m mächtigen, normalen, kiesigen Spatsanden in einem sehr langen, klaren Profil überlagert. An dem interglazialen Alter dieses Süßwasserkalkes mit den anschließenden *Cypris*sanden und Torfen ist nicht zu zweifeln. Aus der unbefangenen Betrachtung des Rosengartener Einschnitts ergibt sich, daß das Interglazial letztes ist.

In der Umgegend von Berlin, besonders bei Beelitzhof am Wansee, ist, nach freundlicher Mitteilung von F. Kaunhowen, durch sehr zahlreiche Bohrungen eine interglaziale Entkalkungszone in Verbindung mit pflanzenführenden, kalkfreien bis sehr kalkarmen Tonen nachgewiesen, die 7—14 m völlig kalkfreie Schichten und im Verband damit noch bis 15 m kalkarme, aber auch pflanzenführende Schichten aufweist und im allgemeinen mit ihrer Oberkante von + 15 m NN bis NN liegt. Der Pflanzenbestand ist aus den Bohrproben nicht festzustellen; die Mächtigkeit der unter 5—30 m normal kalkhaltigem Diluvium (darunter bis 9 m Oberer Geschiebemergel) liegenden kalkfreien Schicht, in Verbindung mit der vielfach auftretenden grauen Farbe der kalkfreien Sande, der Vivianitführung und der Pflanzenführung der damit verbundenen, 15 m mächtigen, kalkarmen Schichten läßt aber mit aller Sicherheit auf eine wirkliche Interglazialzeit schließen, die nach der Höhenlage der Schichten und sonstigen Wahrscheinlichkeitsgründen nur letzte Interglazialzeit sein kann.

Auch in Verbindung mit dem tiefer liegenden, älteren Interglazial (Paludinenhorizont) sind vielfach solche kalkfreien bis sehr kalkarmen Schichten nachgewiesen (S. 459), und hier ist einmal analytisch der Nachweis der ungemeinen Kalkverminderung in diesen interglazialen Verwitterungszonen erbracht worden (2,8—2,9% Kalk im Paludinenhorizont, 15,5% Kalk im hangenden Oberen Diluvium, 8,3% Kalk im älteren Diluvium) (56). Hieraus ergibt sich auch, daß der einfache Hinweis auf den Kalkgehalt gewisser Schichten an sich noch keinen Beweis gegen die interglaziale Verwitterungszone bildet; die auffällige Kalkarmut deutet ebenso auf die interglaziale Verwitterung hin,

[1]) Vergl. auch Roedel: Helios. Bd. XIV, S. 100—104.

wie die vollständige Kalkfreiheit, und daß bisher diese Verwitterungszonen so selten in Bohrungen beobachtet sind, liegt offenbar daran, daß bei den früheren Untersuchungen (etwa vor 1902) entweder überhaupt nicht auf den fehlenden oder vorhandenen Kalkgehalt geachtet oder nur ganz obenhin ein vorhandener Kalkgehalt konstatiert — nicht aber dessen Größe festgestellt ist.

Die Millionen dicker Paludinenschalen, die in dem Paludinenhorizont angehäuft sind, geben einen sehr sinnfälligen Anhalt für die den einschließenden, bzw. unterliegenden Diluvialschichten entzogenen Kalkmengen, und die den betreffenden Sedimenten beigemengten Mollusken- und Characeenreste sind auch wiederum geeignet, bei nicht sehr aufmerksamer Untersuchung über die an sich vorhandene Kalkfreiheit der einschließenden Sedimente wegzutäuschen (S. 459).

Auch die Erfahrungen, die z. B. bei der Diskussion über die interglaziale Entkalkungszone bei Parchim i. Meckl. gemacht wurden, bewiesen, daß dieses sehr schöne und einwandfreie Interglazial, in dem auch Seekreide und Diatomeenschichten liegen, von Geinitz einfach übersehen ist (20, 21), und das ist sicher bzw. nachgewiesenermaßen vielfach auch noch an anderen Stellen geschehen (S. 454, 451).

Bei Glindow bei Potsdam liegt unter normalem kalkhaltigen, Oberen Geschiebemergel und über den stark gefalteten, kalkhaltigen Glindower Tonen eine stark gefaltete Serie von großenteils kalkfreien, z. T. stark eisenschüssigen Diluvialsanden (19), die zahlreiche Streifen von feinverteilten Braunkohlengeröllen, einzelne Humusstreifen mit Diatomeen und zahlreich *Paludina diluviana* auf sekundärer Lagerstätte enthalten (21).

Da der Glindower Ton von dem Unteren Geschiebemergel und darunter noch von mächtigen diluvialen Sanden und Granden unterlagert wird, so zeigen die kalkfreien Sande mit den Humusstreifen eine sehr schöne interglaziale Verwitterungszone der letzten Zwischeneiszeit an.

Eine Bohrung am Wasserwerk Dahme (Mark) zeigte nach freundlicher Mitteilung meines Kollegen v. Linstow 4 m kalkfreie Geschiebesande, 3 m schwach kalkhaltigen Geschiebesand, 23 m Wechsellagerung von normal kalkhaltigem Kies, Sand, Tonmergel und Geschiebemergel und darunter von 30—36 m grauen, kalkfreien Sand und groben Kies, also eine sehr schöne Verwitterungszone aus dem aller Wahrscheinlichkeit nach jüngeren Interglazial.

Eine Bohrung bei Hardebeck (Uckermark) ergab unter 6,8 m oberem Diluvium 73 m Rupelton, darunter 0,8 m mergeligen Sand, bzw. sehr sandigen Geschiebemergel, 4 m kalkfreien Spatsand und Gerölle, darunter windgeschliffene Dreikanter, $^1/_4$ m normalen, grauen Geschiebemergel (eingepreßt!) und nochmals 4 m ganz hellen, kalkfreien Spatsand. Die 73 m Rupelton sind also in diesem Endmoränengebiet in oberdiluvialer Zeit auf die typische interglaziale Verwitterungszone

mit Windschliffgeschieben aufgeschoben[1]), mit Zwischenpressung von etwas normalem Geschiebemergel.

In der Umgegend von Gransee (Mark) sind ebenfalls an drei Stellen durch Bohrungen interglaziale Entkalkungs- und Verwitterungszonen nachgewiesen. Beim Stadtgut Wendefeld wurde unter 10 m Oberem Geschiebemergel und 15 m kalkigen oberdiluvialen Sanden in 25—28 m Tiefe eine kalkfreie Verwitterungszone, die aus eigentümlichem Lehm und feinsandigem Ton besteht, gefunden, darunter wieder 56 m normales, kalkhaltiges Diluvium; bei Alt-Lüdersdorf unter 5 m Oberem Geschiebemergel eine 11 m mächtige Zone kalkfreier Spatsande, bei Gr.-Mutz unter 5 m Geschiebesand 10,8 m Endmoränenkies und 6 m Geschiebemergel von 21,7—29,6 m eine Zone ebenfalls kalkfreier, brauner Spatsande, unter denen noch 20 m normales Diluvium folgte. Dicht dabei ist eine Bohrung heruntergebracht, die mehr als 168 m Diluvium, davon mehr als 103 m einheitlichen Geschiebemergel, ergeben hat, ohne daß sich in diesem mächtigen Profil selbst irgend eine Gliederungsmöglichkeit ergeben hätte — die Interglazialhorizonte sind eben so außerordentlich oft zerstört und aufgearbeitet, weil sie bei der nächsten Eisinvasion zuerst und zumeist den zerstörenden Agenzien ausgesetzt waren.

Bei der Bohrung Wendefeld ist noch besonders betonenswert, daß hier die Zersetzungszone nicht in den durchlässigen Sanden, sondern in undurchlässigem Lehm und Ton darunter liegt, daß man also die berühmte »Durchspülung« mit Grundwasser hier ganz gewiß nicht dafür verantwortlich machen kann (31).

In der Uckermark und den angrenzenden Gebieten Pommerns sind die beiden als Oberer und Unterer Geschiebemergel kartierten und auf so große Erstreckung hin durchgehenden Geschiebemergelbänke, die oft allerdings nur durch minimale, z. T. sogar völlig ausgequetschte Zwischenschichten getrennt sind, nicht Ablagerungen der beiden letzten Eiszeiten, sondern gehören zum weitaus überwiegenden Teile zusammen ins Obere Diluvium und bezeichnen nur eine räumlich recht ausgedehnte, zeitlich aber offenbar recht beschränkte Oszillation des Inlandeises, da in den Sanden zwischen diesen beiden Grundmoränen nirgends auch nur die geringste Spur einer Verwitterungsschicht oder einer interglazialen oder auch nur interstadialen Neubildung beobachtet wurde. Neuere größere Aufschlüsse, die bei Gelegenheit von Bahnbauten entstanden sind, beweisen außerdem unwiderleglich die innere Zusammengehörigkeit dieser beiden Grundmoränenbänke auf sehr große Erstreckung hin.

Auf dem Fläming sind in großer Verbreitung Sande und Kiese bekannt, die nur oder fast nur aus südlichem Material, aus Milchquarz, Kieselschiefern, Achaten, Chalcedon bestehen, kalkfrei sind und nur höchst selten vereinzelte abgerollte Feuersteine enthalten (74, 75). Sie werden

[1]) Ebenso wie bei Lüneburg Miocän und Gipskeuper auf die interglaziale Verwitterungszone aufgeschoben sind! (S. 351).

im Senftenberger Gebiet, bei Koswig usw. überlagert vom Oberen Geschiebemergel und ebenso unterlagert von Geschiebemergel, bzw. von groben, nordischen Kiesen mit geschrammten Blöcken; in dem glazial gefalteten Tertiärgebiet des Weißwasser-Muskauer Endmoränenbogens sind sie mit gefaltet und werden diskordant vom Oberen Diluvium überlagert. Sie haben sich nach Norden bis zum Warschau-Berliner Haupttal verfolgen lassen, bis nach Grünberg und bis in die Gegend von Berlin (Spandau, Steglitz), wo sie in Verbindung mit dem Paludinenhorizont, dem älteren Interglazial auftreten (Erläuterung zu Blatt Charlottenburg und Teltow II). Es sind also dieselben Verhältnisse, wie sie schon in aller Ausführlichkeit aus der Gegend von Halle-Weißenfels geschildert sind, und diese südlichen Kiese sind wenigstens z. T. als erstes Interglazial aufzufassen. Ihre Verbreitung und Höhenlage zeigt, daß sie von einem ungefähr aus SO. kommenden Fluß herbeigeführt sind, daß aber damals die Verteilung von Plateaugebieten und Tälern, sowie die sonstigen Höhenverhältnisse gänzlich andere gewesen sein müssen als heutzutage.

Da sie aber im Senftenberger Gebiet sich stellenweise mehrfach mit Geschiebemergel verzahnen, so können sie nicht nur reines Interglazial sein, sondern müssen z. T. schon, bzw. noch in der Zeit der heranrückenden vorletzten Eiszeit, zur Zeit des Kampfes des vordringenden Eises mit den südlichen Flüssen abgelagert sein. Im allgemeinen scheinen sie fossilfrei zu sein.

In der Lausitz, in der Senftenberger Gegend, bei Kottbus liegt unter einem verhältnismäßig dünnen Oberen Diluvium, das aus Geschiebesand und z. T. aus Oberem, frischen, kalkhaltigen Geschiebemergel von 2—5 m Mächtigkeit besteht, ein völlig anders beschaffenes, älteres Diluvium, dessen Kiese ganz vorwiegend aus südlichem Material: Milchquarz, Kieselschiefer, Chalcedon, Achat usw. mit nur ganz wenigen Feuersteinen und sonstigem nordischen Material bestehen und bis 20 m mächtig werden, während die darunterliegenden älteren Grundmoränen, die 11—14 m Mächtigkeit erreichen, völlig verwittert, kalkfrei, z. T. recht tonig und durch Aufnahme von Braunkohlenmaterial sehr dunkel gefärbt sind; es sind — im Gegensatz zu dem Oberen Geschiebemergel — Geschiebelehme, die also bei ihrer großen Mächtigkeit auf das sinnfälligste die Intensität der interglazialen Verwitterung beweisen und in jeder Beziehung überraschende Analoga zu den Verhältnissen der älteren, intensiv verwitterten Moränen Schleswig-Holsteins darstellen (26).

Die überliegenden, kalkfreien, südlichen Kiese, die von frischem Oberen Geschiebemergel überlagert werden, sind dadurch ebenfalls hier als Interglazial (im weiteren Sinne) erwiesen. (Lieferung 148 der geolog. Karte von Preußen.)

Aus Schlesien sind bisher nur zwei Bildungen bekannt, die als Interglazial betrachtet werden können, die Schneckenmergel von Ingramsdorf und die Kiese von Rauske (47, 48). Dort bei Ingramsdorf liegt unter alluvialem Flußlehm und Flußkies ein diluvialer Kies mit Drei-

kantern — Kantengeschieben — das Residium des zerstörten hangenden Diluviums. Darunter liegen sandiger Ton mit humosen Einlagerungen, Torf und Schneckenmergel mit einem vollständigen Schädel von *Rhinoceros Merckii*. Darunter geschichtete Tonmergel, nordische Sande und Kiese, Lehm mit nordischen Geschieben und Tertiär.

Die interglazialen Bildungen zwischen dem Geschiebepflaster und der älteren lehmigen Grundmoräne sind etwa 4 m mächtig und enthalten *Succinea Pfeifferi, Limnaea auricularia, L. ovata, L. peregra, L. palustris* var. *corvus, Planorbis albus, Ancylus lacustris, Bithynia tentaculata, Valvata piscinalis, V. macrostoma, V. antiqua, Pisidium fontinale, Unio* sp., ferner *Pinus silvestris, Picea excelsa, Alnus glutinosa, Tilia* sp., *Quercus* sp., *Corylus avellana, Prunus spinosa*. Es ist also ein in jeder Hinsicht einwandfreies Interglazial, das völlig analoge Klimaverhältnisse verlangt, wie sie jetzt vorliegen und mit in der Nähe liegendem Eisrand völlig unvereinbar ist. Die Verlehmung der liegenden Moräne spricht ebenfalls für Interglazial, das nach Lage der Dinge nur das ältere sein kann, da die jüngste Vereisung aller Wahrscheinlichkeit nach nur bis in das südliche Posen gereicht, Schlesien aber nicht oder nur noch an unbedeutenden Stellen erreicht hat.

Bei Rauske liegt unter Lößlehm ein eigentümlicher sandiger, rötlichgelber Lehm mit Geschieben, darunter kiesige Sande und eine dünne Tonschicht. Darunter folgen 6 m hellgraue, kiesige, lehmstreifige Sande mit *Elephas primigenius* und *Equus* und ockergelbe kiesige Sande mit Lehmlagen, die von $^1/_2$—4 m mächtigem, dunklem Geschiebelehm mit geschliffenen, nordischen Geschieben unterlagert werden.

Also auch hier haben wir unter einem hangenden Diluvium verwitterte (z. T. eisenschüssige) Sande und Kiese mit Säugetierresten und eine völlig verlehmte ältere Moräne, also ebenfalls die ältere interglaziale Verwitterungszone.

Nach den Ausführungen von Tietze liegt die südlichste oberdiluviale Endmoräne in der Gegend von Grünberg-Lissa-Pleschen; zwischen ihr und dem Katzengebirge bildet das Obere Diluvium nur noch einen relativ dünnen Schleier über einem stark denudierten, eingeebneten älteren Diluvium, das überall die Spuren dieser interglazialen Denudation in Gestalt einer dichten Steinsohle mit Windschliffgeschieben aufweist und infolgedessen auch ganz greisenhafte Oberflächenformen zeigt, die mit den frischen, ausgeprägten Formen im Gebiet des Oberen Diluviums nicht die geringste Ähnlichkeit mehr haben. Durch diese lebhafte Denudation, die vor Ablagerung des Löß nicht nur eingesetzt hat, sondern größtenteils beendet gewesen ist, ist auch die sonst im Gebiete des älteren Diluviums so oft vorhandene mächtige, interglaziale Verwitterungszone zerstört, und durch die Ablagerung des kalkreichen, glazialen Lößes auf der Denudationsfläche ist dann die weitere Verwitterung des älteren Diluviums ebenfalls verhindert (3, 3a, 136, 137, 138) (S. 331).

Provinzen Posen und Westpreußen.

Die Mächtigkeit des Diluviums in Posen (südlich vom Höhenrücken!) ist meistens anscheinend nicht sehr groß (20—53 m) und, soweit bis jetzt bekannt, scheinen in Posen nur zwei Moränen sich nachweisen zu lassen. Die Lage der Unterkante des Diluviums schwankt im allgemeinen von + 40 NN bis + 70 NN, ausnahmsweise bis + 108 m NN.

Dagegen ist in Westpreußen die Mächtigkeit des Diluviums z. T. eine sehr erhebliche, vielfach mehr als 100 m bis mehr als 185 m, wobei die Unterkante von — 116 m NN bis zu + 138 m NN schwankt. Die größten Mächtigkeiten scheinen auf dem Höhenrücken oder unmittelbar nördlich von ihm (Danzig, Elbing) zu liegen; auch hier liegen aber sehr verschiedene Mächtigkeiten des Diluviums und sehr verschiedene Höhenlagen der Unterkante oft überraschend schroff nebeneinander (Danzig!). Auch hier zeigen gerade die mächtigsten Profile die mangelhaftesten Andeutungen über die Möglichkeit einer einwandfreien Gliederung und müssen bei Erörterung der hier vorliegenden Fragen meistens völlig ausfallen.

Auf oder neben den höchsten Höhen des Höhenrückens (Turmberg usw.) ist das Diluvium überhaupt noch nicht durchbohrt, so daß wir noch gar keine begründete Vorstellung davon haben, wie mächtig die Aufschüttung des glazialen Schutts hier in diesen Gebieten eigentlich ist. Ganz Westpreußen gehört zum Gebiet der letzten Inlandeisinvasion, ebenso fast ganz Posen. Erst im südlichen Posen, südlich des Grüneberg-Lissa-Pleschener Endmoränenzuges ändern sich die Oberflächenformen des Diluviums plötzlich so auffallend und nehmen so greisenhafte Züge an, daß hier die Grenze der letzten Vereisung zu suchen ist. Das Obere Diluvium bildet südlich jenes Gebietes nur noch einen ganz dünnen, verfließenden Schleier über dem überall durch interglaziale Denudation eingeebneten, älteren Diluvium (3, 3a, 137).

In der Umgegend von Posen liegen zwischen dem Oberen und Unteren Geschiebemergel mächtige Sande und Kiese, die außer Feuersteinartefakten des paläolithischen Menschen zahlreiche Süßwasserschnecken und Muscheln enthalten: *Valvata piscinalis*, *Planorbis marginatus*, *Bithynia tentaculata*, *Pisidium amnicum*, *Paludina* (*diluviana*?), *Dreyssensia* sp., *Valvata antiqua*, *V. cristata*, *Limnaea palustris* var. *corvus* (die Seenform!), *L. ovata* und var. *patula*, *Planorbis albus*, *Pisidium* cf. *globulare* und *P.* cf. *pulchellum*, ferner *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Bison priscus*, *Cervus elaphus*, *C. capreolus*, *C. tarandus*, *Bos* sp., *Ursus* sp., *Equus caballus* usw. (101, 141). Unter diesem fossilführenden Kies und Sand liegt nun »am Schilling« bei Posen in großer Verbreitung ein bis 2 m mächtiger, aus Flachmoor und Faulschlamm bestehender Torf, dessen Flora noch nicht genauer untersucht ist, aber Blätter von *Alnus* und Früchte von *Carpinus* enthält. Es ist also hier ein sicheres Interglazial vorhanden, dessen biologisch-klimato-

logischer Charakter ebenso sicher ist wie seine stratigraphische Stellung als letztes Interglazial (65).

Bei Zalesie im südlichen Posen liegen unter 0,5—3 m Geschiebemergel, bzw. Geschiebelehm 3,5—4,5 m mächtige Sande und Kiese, die am Grunde eine mächtige Steinsohle mit Dreikantern (Windschliffgeschieben) zeigen. Zwischen den Geschieben dieser Steinsohle liegen die großen Knochen von *Bison priscus*, *Equus caballus*, *Cervus tarandus*, *Elephas primigenius* und *Rhinoceros antiquitatis* in stark abgerolltem Zustande. Es ist also ebenfalls der Rest eines zerstörten Interglazials, des Rixdorfer Horizontes, der hier vorhanden ist (3).

Bei Suchau in der Tucheler Heide ergab eine Bohrung 8 m Glazialdiluvium (Geschiebemergel und Sande), darunter 2 m eisenschüssig sandigen Grand mit zahlreichen Molluskenresten, darunter *Valvata antiqua*, *V. macrostoma*, *Planorbis albus*, *Pisidium pusillum*, darunter noch 6 m glaziales Diluvium (Sand und Geschiebemergel). Es ist hier also ein typisches Interglazial, gekennzeichnet durch eine intensive Oberflächenverwitterung und Fossilien vorhanden (87 u. 88).

An mehreren anderen Stellen der Tucheler Heide, im oberen Brahetal bei Rudabrück, in dem Schwiedter Forst und am Spitalsee fanden sich in den Sanden unter dem Oberen Geschiebemergel neben *Elephas primigenius*: *Valvata piscinalis*, *Bithynia tentaculata*, *Pisidium amnicum* und außerdem Ballen und Gerölle eines älteren, zerstörten Geschiebemergels (88). Diese letzte Beobachtung erklärt bei den großen Niveaudifferenzen des Geländes auch die auffällige Tatsache, daß in großen Gebieten der Tucheler Heide anscheinend nur ein einziger Geschiebemergel vorhanden ist. — Die älteren Geschiebemergel sind eben vielfach vor Ablagerung des Oberen Diluviums größtenteils zerstört, und diese Tatsache muß bei den sofort zu besprechenden Lagerungsverhältnissen der altdiluvialen marinen Interglazialfauna besonders im Auge behalten werden.

In der Gegend von Ostrometzko und Bromberg, sowie bei Bethkenhammer bei Schneidemühl und zu Kulm bei Birnbaum beobachtete Maas in schwach kalkhaltigen, meist feldspatfreien Sanden, die auf Tertiärton liegen und von Unterem Geschiebemergel überlagert werden, eine marine Fauna auf primärer Lagerstätte, die aus *Cardium edule*, *Cardium echinatum*, *Tellina baltica*, einer großen *Cyprina*, *Mytilus edulis*, *Tapes* und *Nassa reticulata* besteht (89). Diese Fauna wird nach oben von grobem Kies und von gemischten Schichten überlagert, die marine Formen zusammen mit (umgelagerten) Anodonten und Dreyssensien enthalten, ganz zu oberst von Schichten mit reinen Süßwasserfossilien. Diese marine Fauna findet sich an zahlreichen Stellen Westpreußens in dem ganzen Gebiet bis Belgard in Pommern — z. T. auch in Form ganzer Schollen — aufgenommen und verschleppt im Unteren Geschiebemergel, der als solcher bestimmt ist u. a. durch ein darüber liegendes Süßwasserinterglazial (S. 456).

Dieselbe Fauna findet sich auch in der Gegend zwischen Thorn und Inovrazlaw besonders bei Argenau in kalkarmen, hier stets feldspatfreien Sanden, meist in zweiklappigen Exemplaren, unmittelbar im Hangenden des Miocäns und überlagert vom Diluvialkies und dem Unteren der beiden in jenem Gebiet beobachteten Geschiebemergel. Maas erkannte schon, daß durch die Lagerung unter dem sicheren Unteren Geschiebemergel eine Parallelisierung dieser Fauna mit dem jüngeren Interglazial des unteren Weichselgebietes ausgeschlossen sei, und daß diese Fauna entweder einem älteren Interglazial oder dem Präglazial zugerechnet werden müsse. Bei dem Fehlen eines sicher erwiesenen ersten — untersten Geschiebemergels östlich der Oder hielt er die Zurechnung zum Präglazial für empfehlenswert! Diese sehr vorsichtige Zurückhaltung von Maas ist leider später von allen denen, die sich auf diese wichtige Arbeit beriefen, nicht beachtet und beibehalten worden. Dann hat aber Nordmann (100) mit aller Schärfe und Deutlichkeit gezeigt, daß diese von Maas beschriebene Fauna in ihrer Zusammensetzung so charakteristisch und so unverkennbar übereinstimmend mit der Eemfauna Hollands und der Cimbrischen Halbinsel ist — vor allem durch die Führung des inzwischen ausgestorbenen *Tapes aureus eemiensis* —, daß an eine Gleichaltrigkeit dieser beiden Faunen, die von allen jungdiluvialen und postglazialen so völlig verschieden sind, nicht gut gezweifelt werden kann. Da die Eemfauna nach ihren völlig sicheren Lagerungsverhältnissen bei Tondern, am Kaiser Wilhelm-Kanal und an der Eem in Gelderland noch ganz bestimmt von mächtigem, glazialen Diluvium (Geschiebemergel, Kies usw.) unterlagert wird, so kann sie nicht präglazial, sondern muß altdiluvial (I. Interglazial) sein.

Wir haben also eine höchst charakteristische und unverkennbare marine Fauna einmal im Nordwesten als sicheres Interglazial auf mächtigem Glazialdiluvium auflagernd und einmal im äußersten Osten, bzw. Südosten in einem Gebiet, wo anscheinend das älteste Glazialdiluvium fehlt, auf Tertiär liegend.

Wenn man nun nicht die sehr unwahrscheinliche Annahme machen will, daß eine so charakteristische und besonders zusammengesetzte Fauna zweimal in derselben Weise wieder aufgetaucht ist, getrennt durch eine mächtige Eisinvasion, wobei sich noch ergeben würde, daß sie im Westen, wo die nächstverwandten pliocänen Faunen liegen, erheblich später aufgetaucht sein müßte als im Osten, wo sie durchaus als ein völliges Novum erscheint, so bleibt nur die Annahme übrig, daß ihr präglaziales Alter im Osten nur ein scheinbares, nur ein für den Osten präglaziales ist, daß dorthin, nach dem Südosten, die Ablagerungen der ältesten Eiszeit, die wir von der Mark bis an den Rhein kennen, entweder nicht mehr ganz hingekommen, oder daß sie dort völlig zerstört und fortgeführt sind, und daß diese marine Transgression der Eemfauna eine zeitlich tatsächlich einheitliche ist, die im Westen sich über ein Gebiet erstreckte, das schon einmal vom ältesten Inlandeise

mit seinen Ablagerungen bedeckt war, während diese selbe älteste Vereisung das südöstliche Gebiet noch frei gelassen hatte oder dort nur ganz geringe, später wieder völlig zerstörte Ablagerungen hinterließ.

Da wir bestimmt wissen, daß die jüngste oberdiluviale Vereisung im Gegensatz dazu den Westen (jenseits Aller und Weser) nicht mehr überschritten, dagegen im Osten besonders mächtige Ablagerungen hinterlassen hat, so hat obige Annahme, daß am Anfang des Diluviums umgekehrte Verhältnisse geherrscht haben, keine innere Unwahrscheinlichkeit in sich und erklärt m. E. am ungezwungensten die klaren paläontologischen und die dem scheinbar widersprechenden stratigraphischen Verhältnisse.

Für die Richtigkeit dieser Überlegung spricht auch noch die ausdrücklich von Maas festgestellte Tatsache, daß diese Fauna bei Bromberg-Ostrometzko, also an den nordwestlichsten Fundpunkten, in meist feldspatfreien Sanden, bei Thorn-Argenau-Hohensalza weiter südöstlich dagegen in stets feldspatfreien Sanden liegt, und daß sie bei Danzig (Dommachau) und Neudeck im sicheren Diluvium liegt. Daß dem Begriff der Interglazialzeit und ebenso dem der Prä- und Postglazialzeit eine allgemeine, historisch geologische, nicht eine lokale stratigraphische Bedeutung gegeben werden muß, abhängig und bedingt von den großen, allgemeinen Inlandeisinvasionen, nicht von deren lokalen Ausbreitungsgrenzen, ist so evident, daß es weiter keiner Erörterung bedarf; was in einem Glazialgebiet zeitlich zwischen zwei großen Inlandeisinvasionen liegt, ist interglazial, gleichgültig ob alle beiden Eisvorstöße genau bis zu der betreffenden Stelle vorgerückt sind, oder ob die eine, die sonst sehr viel weitere Verbreitung hat, lokal nicht ganz soweit gereicht, oder nur minimale Spuren hinterlassen hat, die später wieder nahezu oder völlig zerstört wurden.

Im Weichselgebiet ist ferner an einer ganzen Reihe von Fundpunkten ein limnisches Interglazial mit einer sehr bezeichnenden Molluskenfauna gefunden. In Ostrometzko, von wo Maas den marinen Horizont der Eemfauna (sogenanntes Präglazial) unter dem Unteren Geschiebemergel und über Tertiär fand, zeigt dieser Untere Geschiebemergel unmittelbar über dem Tertiär jetzt eine reiche Land- und Süßwasserfauna (156), die natürlich sekundär in ihm liegt, aber beweist, daß ihre ursprüngliche Lagerstätte ein älteres Interglazial ist, das vom Unteren Geschiebemergel aufgearbeitet ist. Diese ältere Fauna im Unteren Geschiebemergel besteht aus folgenden Arten: *Unio tumidus, U. pictorum, U. batavus, Helix hispida, H. candidula, Vallonia pulchella, Zua lubrica, Bulimus tridens, Pupa turritella, P. costulata.* (Nach Menzel.)

Das ist die typische Fauna eines durchaus gemäßigten Klimas, deren beide ersten Formen zu den charakteristischen Arten des mit der dänischen Eemfauna verbundenen Süßwasserhorizontes gehören (100), was die Gleichstellung des sogenannten Präglazials mit dieser Eemfauna weiter zu bekräftigen geeignet ist. Es ist danach also als erwiesen anzusehen,

daß in der Gegend von Bromberg-Thorn das ältere Interglazial ebenso wie im Westen aus einem terrestrischen und aus einem marinen Horizont — beide mit sehr charakteristischer Fauna — besteht.

Die Bohrungen in der Gegend von Unislaw-Kulm ergaben folgende Profile:

a) Bahnhof Baumgart (+ 95 m NN)
- 30 m Geschiebemergel, Sand und Tonmergel,
- 26 m Spatsand, kalkhaltig,
- 8 m (+ 40 NN) grauer Tonmergel mit *Paludina diluviana* (zahlreich und gut erhalten), *Bithynia tentaculata*, *Valvata antiqua*, *V.* cf. *piscinalis*, *Pisidium Henslowianum*,
- 15 m Spatsand und Kies.

b) Bahnhof Plutowo (+ 90 m NN)
- 32 m Geschiebemergel, Sand und Tonmergel,
- 17 m kalkhaltiger Spatsand,
- 1,5 m (+ 41 m NN) grauer Tonmergel mit *Paludina diluviana*, *Bithynia tentaculata*, *Valvata antiqua*, *Pisidium Henslowianum*,
- 28 m Diluvialsand und
- 2 m Geschiebemergel.

c) Bahnhof Althausen bei Kulm
- 27,5 m Geschiebemergel, Sand und Tonmergel,
- 30,5 m kalkhaltiger Spatsand,
- 2,5 m grauer Tonmergel mit *Paludina diluviana* und *Valvata piscinalis*,
- 22 m diluvialer Sand und Kies.

In diesen Bohrungen der Gegend von Unislaw-Kulm liegt der Paludinenhorizont also in + 40 m NN. (Fossilbestimmungen von Menzel.)

In Fischau bei Posilge (Elbing) wurden erbohrt:
- 24,9 m Alluvium (Sand, Tonmergel, Humus, Torf),
- 8,5 m Geschiebemergel,
- 9 m feiner Sand,
- 14 m feiner Sand mit *Paludina diluviana* (nach Menzel) und *Bithynia* (etwa — 40 bis — 50 m NN),
- 20 m Glimmersand (Scholle?),
- 2 m nordischer Kies.

Dieses Interglazial ist also erheblich gegen seine ursprüngliche Lage versenkt!

Zu welchem Interglazial diese unter 18—58 m Glazialdiluvium liegenden Faunen gehören, ist stratigraphisch vorerst nicht zu erweisen; nach dem Auftreten der echten *Paludina diluviana* müßte es älteres Interglazial sein.

Das Diluvialprofil von Graudenz, das durch die prachtvollen Aufschlüsse der Weichselufer und durch mehrere Bohrungen ausgezeichnet aufgeschlossen und in seiner Gliederung zu verfolgen ist, besteht nach Jentsch aus folgenden Horizonten:

1. Jungglazial, z. T. Talkiese mit verschleppten Interglazialfossilien verschiedenster Art auf sekundärer Lagerstätte, z. T. Geschiebemergel bis zu 3 m Mächtigkeit, diskordant über
2. Oberem Interglazial, 20—30 m mächtig, 3 m gelblichweißem, (»anscheinend« marinem), tonigem Diatomeenmergel[1]), 0,5 m grauem Tonmergel, mindestens 0,4 m grauem, kalkfreiem Ton, Sand und Tonmergel; Oberer Graudenzer Ton.
3. II. Glazial, bestehend aus Geschiebemergel und Kiesbänken, über 8 m; Tonmergel, Unterem Graudenzer Ton, 3 bis > 25 m, grandigen Sanden, 3—9,5 m.
4. Älteres Interglazial, zwischen + 5 und — 10 m NN, bestehend aus dunkelgrauem, schwach kalkhaltigem Ton mit Pflanzenresten und Blaueisenerde, 1—3,3 m. Grauer Sand, 1,8—2,8 m, hellgrauer Mergel mit Molluskenresten (Unionen, Pisidien usw.), 5,5—6,8 m, z. T. durch eine graue Sandlage in zwei Bänke geteilt, endlich Diatomeenerde, 0,9 m.
5. Ältestes Glazial, bestehend aus Diluvialgrand, 18 m (sehr kreidearm!), ältestem Geschiebemergel > 25—38 m, darunter Tertiär.

In diesem Profil ist das untere, limnische Interglazial mit seinen Diatomeenschichten, Süßwassermergeln und Pflanzenresten in seinem Charakter und seiner stratigraphischen Stellung völlig sicher — derartig mächtige Diatomeenschichten und Unionenmergel bilden sich nicht in klimatisch ungünstigen Verhältnissen —; das obere Interglazial, das durch den kalkfreien Ton und den »anscheinend« marinen?? Diatomeenmergel belegt ist, ist leider aber seiner Diatomeenführung nach nicht — aber auch gar nicht — bekannt, und es erscheint daher nicht nur nicht unmöglich, sondern sogar höchst wahrscheinlich, daß diese angeblich marinen Diatomeen (welche Arten??) in diesem tonig-kalkigen Mergel entweder normale Süßwasserdiatomeen oder nur sekundär eingeschwemmt sind; solange es nicht genauer untersucht und beschrieben ist, muß die marine Natur dieses Interglazials höchst zweifelhaft bleiben.

Eine Tiefbohrung auf dem Bahnhof Druschin, nicht weit von Graudenz, ergab nämlich folgendes Profil:

7,5 m oberer Geschiebemergel,
1,5 m Diluvialgrand,
3 m grauer Tonmergel,
2,5 m kalkig-sandiger Humus,
20 m Unterer Geschiebemergel zu oberst graugrün, mit Wurzelresten,
16 m Sand und Tonmergel.

[1]) Es ist keine einzige Art oder Gattung dieser angeblich marinen Diatomeen bestimmt worden, und es ist bisher m. W. überhaupt nicht ein Vorkommen von irgendwie beträchtlichen diluvialen, marinen Diatomeenablagerungen bekannt geworden. (Vergl. Nr. 2 der Literatur.)

Hier ist also das — naturgemäß jüngere — Interglazial ein terrestrisches, eine Humusbildung, deren Ursprungspflanzen noch in dem unterliegenden Geschiebemergel wurzeln und diesen charakteristisch verändert haben, was ebenfalls nicht dafür spricht, daß in so geringer Entfernung in demselben Horizont ein marines, diatomeenführendes Interglazial auftritt.

Zu Gr.-Schönwalde bei Graudenz liegen im feinen grauen Sand und im Grand zweiklappige Exemplare von *Sphaerium dupplicatum*, Unionen, Anodonten, Pisidien (zwei verschiedene Arten) und Valvaten. Die fossilführenden Schichten werden von 1,8 m Geschiebesand und Oberem Diluvialkies diskordant überlagert; dicht daneben liegt unter 1 m normalem Diluvialsand 2,4 m kalkfreier Sand, Kies und Feinsand, sowie 2 m Geschiebemergel, der in seiner obersten Schicht auch noch entkalkt ist und noch die Wurzelfasern einer alten Vegetationsschicht enthält; es ist also hier eine durch Fossilführung und Verwitterungszone gekennzeichnete, extraglaziale Bildung vorhanden, die man wohl als Interglazial betrachten kann.

Im Jagen 212 der Schwiedter Forst wurde unter Oberem Geschiebemergel Sand mit Mollusken auf primärer Lagerstätte: *Valvata piscinalis, Bithynia tentaculata, Pisidium amnicum* usw. gefunden — aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich um letztes Interglazial.

Bei Melno-Kressau bei Graudenz beobachtete A. Jentzsch unter 3 m Geschiebemergel, bzw. unter ebenso mächtigem Geschiebesand mit großen Geschieben etwa 3 m graue Sandschichten mit etwa 10—12 dünnen Torflagen mit unbestimmten Pflanzenresten (Coniferen?). Ob hier ein Interglazial vorliegt, ist zum mindesten nicht bewiesen — wahrscheinlich handelt es sich um eine interstadiale Bildung bei einer kurzen Schwankung des Eisrandes.

Zu Hoensdorf bei Unislaw ist in 51—55,6 m Tiefe humoser Sand mitten im Glazialdiluvium erbohrt, was auf ein Äquivalent des sonstigen Unislawer Paludineninterglazials deutet.

Bei Riesenburg wurde unter 75 m Geschiebemergel, Sand und Tonmergeln eine Schicht von Geröllen eines anscheinend altdiluvialen Torfes angetroffen, dessen Stücke aus Moostorf und aus sandigem Torf mit Resten von *Pinus silvestris* und *Picea excelsa* bestanden, was auf denselben Horizont deutet.

In Altmark bei Troop wurde unter 65,5 m Geschiebemergel, Sand und Tonmergel, 6,2 m grauer, feinsandiger Tonmergel mit Bivalvenresten (Cardium) und Holzresten, 9,5 m Sand mit Braunkohlenstückchen, 8,5 m grauer feinsandiger Tonmergel (faulschlammartig) mit Holzresten und Süßwassermolluskenresten gefunden, die von 10 m Spatsand unterlagert werden.

Die Tiefenlage und der stratigraphische Verband von marinen mit unterlagernden Süßwasserschichten spricht für älteres Interglazial.

Dicht daneben bei Budisch wurden unter 58 m Geschiebemergel 12 m kalkfreie Sande und 13 m kalkhaltige glaziale Sande und Tonmergel erbohrt, also eine sehr deutliche interglaziale Verwitterungszone.

In Dorotheenhof bei Pr. Stargard wurden unter 21 m glazialen Schichten 4 m tonige sandige Schichten erbohrt mit *Planorbis corneus*, darunter Diluvialsand. Wenn der *Planorbis* wirklich aus der Bohrung stammt, so wäre es letztes Interglazial.

Bei Sobbowitz liegen unter 33 m glazialen Schichten (Geschiebemergel, Sand, Kies usw.) 2 m dunkler Sand mit Torf und Faulschlammkalk, darunter 2 m Kies und 14 m Geschiebemergel. In dem Faulschlammkalk fanden sich *Planorbis umbilicatus, Pl. glaber, Pl. nautileus, Valvata cristata, Limnaea ovata, L. truncatula, Bithynia tentaculata* (Deckel). Das ist ein typisches Interglazial und nach der Höhenlage, und da das Diluvium in jenem Gebiet über 100 m mächtig ist, auch wohl sicheres letztes Interglazial. (Fossilbestimmung von Menzel.)

Bei Bankau bei Danzig liegt unter 17,3 m Fluvioglazial 7,6 m grauer feinsandiger Tonmergel mit *Planorbis nautileus*, darunter 8,2 m grauer Sand und 44 m Geschiebemergel mit Sandschichten, was also wieder auf letztes Interglazial zu beziehen ist.

Auch in Schweetz wurden durch 3 Bohrungen in beträchtlicher Tiefe im Diluvium kalkfreie und schwach humose Sande angetroffen.

Eine Bohrung in Stuhm, östlich von Marienburg, ergab 32 m Geschiebemergel, 28 m Sande und Tonmergel, 1,4 m Kies mit den umgelagerten Fossilien der Eemstufe, 29,5 m Geschiebemergel, Sand und Kies (die Sande in 66—75 m Tiefe enthalten Pflanzenreste und Bernstein auf sekundärer Lagerstätte!), 9,5 m feiner Sand erfüllt mit zahlreichen z. T. zweiklappigen marinen Conchylien auf primärer Lagerstätte (*Cardium edule, Mactra, Mytilus, Nassa reticulata, Tellina, Hydrobia*), *Valvata*.

Diese marine Fauna liegt in 90,5—100 m Tiefe (und etwa 40 m unter NN), ihr Liegendes ist nicht erbohrt; daß hier die Eemfauna — I. Interglazial — vorliegt, dürfte nach den Lagerungsverhältnissen der Fauna und der Tiefenlage nicht zweifelhaft sein; die (Flachwasser!-) Fauna muß seit ihrer Entstehung aber um etwa 30—35 m unter ihr ursprüngliches Niveau versenkt sein; 30 m höher im Profil tritt sie dann plötzlich zum zweiten Male, aber abgerollt auf sekundärer Lagerstätte, wieder auf — ungefähr in derselben Höhenlage wie in dem sofort zu besprechenden Interglazial von Marienburg und Dirschau.

In und bei Marienburg wurden durch eine ganze Anzahl dicht beieinander liegender Bohrungen folgende Profile festgestellt (57):

1. Geschiebemergel in zwei Bänken bis 20 m
   Spatsande und Grande normal
   kalkhaltig und erbsengelb etwa 8 m
   kalkfreier Ton, grau 2 m
   grauer lehmiger Sand mit zahl-

reichen marinen Conchylien 3 m (— 16 bis — 19 m NN)
grauer, schwach kalkhaltiger Sand
mit reichlichen Holzresten 2 m
Diluvialkies, Sand und Tonmergel.

2. Geschiebemergel, Sand und Kies 8 m
Sand und Grand kalkhaltig 16,5 m
grauer sandiger Ton mit zahlreichen
marinen Conchylien und Vivianit 0,75 m (etwa — 14 m NN)
grauer, schwach kalkhaltiger Sand 3 m

3. Schutt und unbekannte Schichten 19,5 m
Sand, Kies, Mergel, Tonmergel 27,5 m
erbsenfarbiger, normaler Spatsand 9 m
grauer Sand mit Conchylien 2 m (Höhenlage zu NN nicht
Sandiger Torf 3,5 m [genau bekannt!)
Sand, Grand, Tonmergel 12,5 m

Nach anderen Bohrungen folgt in Marienburg unter den auffällig grauen Sanden mit den Pflanzenresten und Conchylien noch 50— 60 m Diluvium und dann Kreide. Die marinen Sande über den Pflanzenresten enthielten zahlreich *Cardium echinatum*, *Corbula gibba*, *Cyprina*, *Nassa* (?).

Drei weitere Bohrungen daselbst ergaben:

a) unbekannte Schichten 12 m
Sand und Kies 5 m
kalkarmer Ton 1,8 m
Glimmersand kalkfrei 4
kalkarmer Ton mit Schalresten 4 m (etwa — 16 m NN)
kalkarmer Sand 5 m
Normales kalkhaltiges Diluvium,
Tonmergel, Sand, Kies, Geschiebe-
mergel 69,5 m
Kreide

b) unbekannte Schichten 10 m
Diluvialsand 6 m
kalkfreier Ton mit Holz von
Picea excelsa 1,7 m (etwa — 10 m NN)
Kies 2 m
kalkarmer Ton 4,4 m
Sand 7,4 m
Tonmergel mit Pflanzenresten 1,3 m
Tonmergel, Kies, Geschiebemergel 66 m

c) Geschiebemergel, Tonmergel, Sand und
Kies 24 m
kalkfreien dunklen Ton 0,7 m (etwa — 12 m NN)
Sand, Tonmergel, Geschiebemergel 61 m

Aus der Kalkfreiheit der Schichten unmittelbar über den marinen Conchylien, der Kalkarmut, bzw. Kalkfreiheit der die Conchylien einschließenden Sande und Tone, der grauen Farbe der darunter liegenden pflanzenführenden (*Picea excelsa*!) kalkfreien, bzw. kalkarmen Schichten und der Überlagerung und Unterlagerung durch normales, kalkhaltiges, mächtiges Diluvium ist mit großer Sicherheit auf ein echtes Interglazial zu schließen, das nach der Höhenlage als letztes Interglazial anzunehmen wäre. Auffällig ist denn aber im Vergleich mit dem jüngeren marinen Interglazial im Unterelbegebiet, daß hier die terrestrischen Schichten unter dem angeblich marinen Horizont und etwa 15—20 m unter NN liegen.

Da es sich um lauter nicht der direkten Beobachtung zugängliche Bohrprofile handelt, wäre sehr stark die Möglichkeit, bzw. sogar die Wahrscheinlichkeit in Erwägung zu ziehen, daß nur die pflanzenführenden Schichten und die kalkfreien Tone richtiges Interglazial sind, und daß diese marine Fauna darüber nur ausgespült und umgelagert auf sekundärer oder noch späterer Lagerstätte in den Interglazialsanden liegt, ebenso wie sie mit aller Sicherheit weiter weichselaufwärts bei Mewe, Kl.-Schlanz, Jakobsmühle und bei Stuhm auf sekundäre Lagerstätte in fluvioglazialen und glazialen Schichten liegt. Die Fauna der Eemschichten ist so unglaublich individuenreich, daß ihre Elemente immer und immer wieder bei der Umlagerung ihrer ursprünglichen Schichten sich den neuen Sedimenten beigesellen und dabei großenteils unbeschädigt bleiben.

Es ist jedenfalls sehr auffallend, daß in dem nur 16 km WNW. gelegenen Dirschau die Lagerungsverhältnisse von Süßwasserinterglazial und Schichten mit marinen Fossilien die umgekehrten sind. Dort wurde unter 32 m glazialem Diluvium (Geschiebemergel in zwei Bänken, Tonmergel, Sand und Kies) erbohrt: 1 m graugelber Sand mit Diluvialkohle (Moos- und Blattresten), darunter 3,6 m grauer Sand mit marinen Conchylien (in — 3 bis — 6 m NN), worunter noch mindestens 50 m Glazialdiluvium folgt.

Daß die marinen Conchylien hier auf primärer Lagerstätte liegen, wird aus der guten Erhaltung der kleinen, zartschaligen Formen geschlossen. (*Cardium edule*, *Cerithium lima*, *Corbula*, *Mytilus*, *Nassa*, *Venus*.) Es sind aber nur in einer Bohrung ganz wenige Formen getroffen, und da die in einem etwas höheren Niveau liegenden mächtigen Diluvialsande der »Schlanzer Stufe« an der ganzen Weichsel stromaufwärts dieselbe Fauna in außerordentlichem Individuenreichtum, zugestandenermaßen auf sekundärer oder tertiärer Lagerstätte, enthalten[1]), so muß immer mit der Möglichkeit, bzw. Wahrscheinlichkeit gerechnet werden, daß auch diese marinen Conchylien, die bald über,

[1]) Jentzsch, Bericht. Verwaltung ostpr. Provinzialmuseums 1893—1895. Königsberg 1896.

bald unter den pflanzenführenden Schichten in dem sonst kalkfreien Interglazial liegen, nur auf sekundärer Lagerstätte sich befinden. Andernfalls müßte man, wenn man die primäre Lagerung der Fossilien als erwiesen ansehen will, hier sehr merkwürdige Verschiebungen der Strandlinie annehmen.

Des weiteren muß aber noch berücksichtigt werden, daß die Zusammensetzung der Fauna außerordentlich ähnlich der Eemfauna ist, von der des sicheren jüngeren Interglazials im Unter-Elbegebiet aber ganz erheblich abweicht.

Zwar ist der *Tapes aureus eemiensis* in den kleinen Bohrproben nicht sicher gefunden, aber eine *Venus*?; die Hauptcharaktertiere sind jedoch *Cardium echinatum*, sowie *Corbula gibba*, *Nassa reticulata*, *Cerithium lima*, die alle vier in dem uns bekannten jüngeren Interglazial fehlen, ebenso wie *Cyprina*, in der Eemfauna dagegen überall vorhanden sind.

Berücksichtigt man ferner den Umstand, daß weiter weichselaufwärts durch das anscheinend in demselben Niveau liegende kleine Torflager von Neuenburg, das von Sanden mit denselben Conchylien überlagert und unterlagert wird, die Existenz eines terrestrischen Interglazials dieser selben Stellung bis in jene Gegend zum mindesten sehr wahrscheinlich gemacht, wenn nicht erwiesen wird (111, 9a), daß aber diese Torflager an der mittleren Weichsel von zwei Geschiebemergeln unterlagert werden, die ebenso wie die dazwischen liegenden Sandschichten beide schon diese selbe charakteristische Fauna, *Cardium edule* und *C. echinatum*, *Scrobicularia piperata*, *Corbula gibba*, *Tellina baltica*, *Mactra subtruncata*, *Tapes »virginea«* (*rectius T. aureus eemiensis*), *Nassa reticulata* und *Cerithium lima*, sowie *Dreyssensia polymorpha* verschleppt enthalten, ebenso wie der eine der darüber liegenden Geschiebemergel, während in den zwischenliegenden Sandschichten ebenfalls verschwemmt daneben noch *Paludium diluviana*, *Valvaten*, *Unio batavus*, *Unio pictorum* vorkommt, so wird die Wahrscheinlichkeit immer größer, daß auch bei Marienburg-Dirschau das Interglazial nur ein limnisches ist, und daß die in der Verwitterungszone liegenden Fossilien umgelagerte Eemfauna auf zweiter oder dritter Lagerstätte sind[1]).

Auch bei Garnsee südöstlich von Neuenburg ist derselbe Aufbau des Diluviums aus 4 Geschiebemergeln mit dazwischenliegenden Sanden und Tonmergeln festgestellt (9a), von denen nicht nur die Sande und

[1]) Am Kaiser Wilhelm-Kanal habe ich jedenfalls beobachtet, daß die Eemfauna, die bei den Baggerarbeiten vor 25 Jahren (beim ersten Kanalbau) schon durch den Spülelevator gegangen und energisch umgelagert ist, bei den Erweiterungsarbeiten jetzt zum zweiten Male fortgebaggert und auf die neuen Ablagerungsflächen gespült ist — durch einen unter sehr starkem Druck stehenden Wasserstrom —; jedoch jetzt, wo sie mindestens auf dritter Lagerstätte und erst nach besonders intensiver Mißhandlung zur Ruhe gekommen ist, immer noch zahlreiche zartschalige, gut erhaltene Formen enthält, darunter besonders *Cerithium lima* und junge Cardien; sowie Tellinen.

Kiese, sondern auch die Geschiebemergelbänke diese selbe Fauna enthalten. Hier, in und bei Garnsee ist es aber nicht die reine Eemfauna, die in dem entscheidenden mittleren Sandhorizont enthalten ist, sondern außerdem noch *Dreyssensia polymorpha* und *Yoldia arctica*, wodurch die sekundäre, umgelagerte Natur dieser Eemfauna in diesen mitten im Diluvium liegenden Sandbänken an der Weichsel über jeden Zweifel sicher gestellt ist. — *Yoldia arctica* verlangt ganz andere Temperatur- und ganz andere Faciesverhältnisse (Tonfacies) und kommt nicht primär zusammen mit *Tapes* und *Nassa* im Sand vor.

Die marine Eemfauna kommt auf primärer Lagerstätte, aber in Form abgerissener, verschleppter Schollen viel weiter nördlich bei Dommachau (Danzig) vor, ebenso NO. bei Neudeck.

Süßwasserschichten mit *Valvata antiqua* und *Dreyssensia polymorpha* finden sich auch in Form dislozierter, verschleppter, im Oberen Geschiebemergel eingeschlossener Schollen bei Adlershorst bei Danzig (zusammen mit ebenfalls dislozierten, abgerissenen Schollen von Yoldiaton) (164) und beweisen, daß derartige Süßwasserinterglaziale noch erheblich weiter nördlich im Gebiet der heutigen Ostsee vorhanden gewesen sind. Nach Lage der Dinge und der sonst bekannten Verhältnisse dieses Dreyssensienhorizontes kann es sich dabei nur um das im unmittelbaren Liegenden der Eemfauna auftretende ältere Interglazial handeln (S. 491).

In den Steilufern der unteren Weichsel unterhalb Graudenz bis über die Gegend von Dirschau-Marienburg ist in ausgezeichneter Weise zu beobachten, daß das Diluvium auf sehr große Erstreckung aus 4 horizontal durchgehenden Geschiebemergelbänken mit mächtigen, dazwischen gelagerten Sanden, Mergelsanden und Tonmergeln besteht. Die Erscheinung ist so großartig und gleichmäßig auf so weite Erstreckung zu verfolgen, daß Jentzsch den Versuch machen konnte, hier das Diluvium ganz detailliert zu gliedern und die einzelnen Geschiebemergelbänke besonders zu benennen. Er unterscheidet (60 u. 61):

Oberen Geschiebemergel (Mecklenburgian) Spatsand Mergelsand Rothhöfer Geschiebemergel (Rothofian)	Prussian = Jungglazial 13—21 m (32 m)
Sand Ton mit Pflanzenresten (Nogatian) »Meeressand«[1]) (Vistulan) Sand mit Kohle (Hommelian) Spatsand Grand, Ton	Neudeckian = Interglazial II 30—32 m.

[1]) Nach den früheren Ausführungen aller Wahrscheinlichkeit nicht marine primäre, sondern verschleppte Fossilien.

Fiedlitzer Geschiebemergel (Fiedlitzian) Ton und Sandlagen Unterster, Lenzer Geschiebemergel (Lenzian) Spatsand	Stargardian = Altglazial 62—70 m
	Elbingian = Frühglazial > 14 m (mit primärer Fauna!)

Von den trennenden Zwischenschichten sind nur, wie oben ausgeführt, die in der Neudecker Stufe auftretenden kalkfreien Sande und Tone mit Pflanzenresten (Vivianit) und Torfflözchen (Nogatian und Hommelian) als sicheres Interglazial zu betrachten; von den »Meeressanden« mit marinen Conchylien, die bald drüber, bald drunter liegen (Vistulan), ist die marine Natur, wie eben ausführlich erörtert worden, zum mindesten nicht erwiesen.

Die Sande, Kiese und Tone, die zwischen Mecklenburger und Rothhöfer Geschiebemergel und zwischen Fiedlitzer und Lenzener Geschiebemergel liegen, sind also nur Beweise zweier recht großer und bedeutender Interstadien im Oberen und im Hauptdiluvium, die sich über viele Quadratmeilen erstreckt haben. Da die untersten dieser Geschiebemergel (Fiedlitzer und Lenzener) die sichere Eemfauna, daneben aber auch *Dreyssensia* (und *Yoldia*) auf sekundärer Lagerstätte verschleppt enthalten, so ist damit, wie schon früher ausgeführt, ohne weiteres klar, daß erst weiter darunter das ältere Interglazial der Eemfauna mit seinen marinen und Süßwasserschichten noch folgen muß, und daß auch ältere Yoldientone dort vorhanden gewesen sein müssen. Daß das ältere Interglazial der Eemfauna sowohl weiter im Norden, wie im Osten vorhanden gewesen ist, beweisen die wurzellosen, verschleppten Schollen bei Dommachau und Neudeck, daß es (ebenso wie ein gleichaltes Süßwasserinterglazial) noch weiter im Süden vorhanden ist, beweisen Ostrometzko (und Graudenz).

Wichtig und beweisend aber für die Vorsicht, mit der Interglaziale gedeutet werden müssen, sind vor allem die so außerordentlich weit aushaltenden, fossilfreien Interstadialablagerungen, beziehungsweise solche mit sicher sekundärer Fauna hier an der unteren Weichsel.

In Hohenhaff am Frischen Haff liegt in einer steil aufgerichteten und dislozierten Sandschicht unter dem Yoldienton *Unio* sp., *Valvata naticina*, *V. antiqua*, *V. piscinalis* und *Dreyssensia polymorpha*. Die Schicht ist so stark und offensichtlich dislociert, daß über ihre ursprüngliche stratigraphische Stellung nichts festzustellen ist.

Ebenso ist aber in Succase am frischen Haff in Verbindung mit dem gänzlich dislozierten Yoldiaton eine blaue (vivianitische?) Schicht mit

Paludina diluviana gefunden; ob die Verbindung eine ursprüngliche ist, ist bei den unglaublich gestörten und völlig unentwirrbaren Lagerungsverhältnissen natürlich nicht zu ermitteln, wenn auch das fast ständige Zusammenvorkommen von Yoldiatonen mit Süßwasserschichten für einen ursprünglichen, näheren, stratigraphischen Verband spricht.

Aus dem Vorkommen der echten *Paludina diluviana*[1]) würde dann zu schließen sein, daß deren einschließende Schichten das wahre erste Interglazial und die damit verbundenen Yoldientone eine glaziale Bildung nach dem Ende der I. Interglazialzeit vom Anfange der darauf folgenden Hauptvereisung oder vom Schluß der ersten Vereisung vor Beginn des I. Interglazials darstellen würden.

In einem anderen Aufschluß bei Succase beobachtete Jentzsch (58, 59) eine dünne Schicht, die *Cardium edule* in zweiklappigen Exemplaren enthielt, unterlagert von geschiebefreien Sanden, und einer Tonbank, sowie von Fayencemergeln mit Süßwasserdiatomeen und marinen Diatomeen, kalkarmen Sanden und Geschiebemergel, alles in sehr gestörten Lagerungsverhältnissen, etwa + 30 m NN. Es sind das also sichere primäre Interglazialablagerungen, aber offenbar stark disloziert und glazial verschleppt. Auch bei Vogelsang bei Elbing sind derartige Cardiensande mit primärer Fauna (zweiklappige Exemplare, *Cardium edule*, *Tellina solidula*), über Sanden mit *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Unio* sp. und *Pisidium obtusale* beobachtet; nach dem stratigraphischen Verband von marinen Schichten mit unterlagernden Süßwasserschichten wäre auf Ablagerungen des ersten Interglazials zu schließen, die hier so stark disloziert sind.

Daß die Yoldientone bei Succase, Lenzen, Reimannsfelde bei Elbing mit ihren zahllosen Exemplaren von *Yoldia arctica* keine Interglazialbildung, sondern ein echtes glaziales Sediment sind, gebildet unmittelbar am Eisrande, ergibt sich ohne lange Diskussion aus der Führung von *Yoldia arctica*, *Phoca groenlandica*, *Monodon monoceros*, *Gadus polaris*, *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Canis familiaris groenlandicus*, *Cervus tarandus*, also einer rein arktischen Fauna[2]). Daß aber nicht die ganzen, sehr mächtigen »Yoldiatone« ein einheitliches, glaziales Gebilde sind, sondern daß noch andere, sicher interglaziale Sedimente mit ihnen zusammengeknetet und untrennbar vermengt sind, ergibt sich daraus, daß nicht nur Schichten mit *Dreyssensia polymorpha* und vivianitische Tone mit Holzresten (Fichtenzapfen) in sie eingeknetet sind [analog den vorher (Seite 483) besprochenen Paludinenschichten bei Hohenhaff, die auch in Verbindung mit Yoldiaton stehen], sondern daß auch Schichten mit *Cyprina islandica* sich mit ihnen zusammen finden,

[1]) Bestimmung von Menzel!

[2]) Die sogenannte Yoldienflora von Törnquist (Geologie von Ostpreußen) besteht erwiesenermaßen (Nr. 106) nur aus verrollten und sonstwie mißhandelten Geröllen (»Dreikantern«) miocäner und pliocäner Hölzer, die auf sekundärer Lagerstätte als Geschiebe im Yoldienton liegen!

die, wie schon Torrell (139) gezeigt hat, unter ganz anderen Temperatur- und Faciesverhältnissen lebt als *Yoldia arctica* (beide Formen schließen sich gegenseitig völlig aus), und andeutet, daß auch Schichten der Eemzone hier mit den Yoldiatonen und (wie gewöhnlich) auch mit Süßwasserschichten zusammen auftreten[1]).

Falls diese Wahrscheinlichkeitsannahme richtig ist, daß die durcheinander gekneteten Schichten mit *Dreyssensia polymorpha*, Fichtenzapfen und *Paludina diluviana*, mit *Cyprina islandica* und mit *Yoldia arctica* auch ursprünglich eine zusammengehörige, ununterbrochen und einheitlich abgelagerte Ablagerung darstellen, so würden Süßwasserschichten und Cyprinentone das erste Interglazial (Eemzone) repräsentieren, und die Yoldientone den Anfang des darauf folgenden Glazials, der sog. Hauptvereisung darstellen! Die Lagerungsverhältnisse aller Aufschlüsse der Yoldientone bei Elbing sind aber derartig gestört und so viel rein glaziale Schichten (rote Tonmergel, Grundmoränen) eingewalzt, daß nach dem einstimmigen Urteil aller Beobachter daraus die Schichtenfolge nicht mehr einwandfrei abzuleiten ist.

In einem Aufschlusse bei Elbing sind 15—20 m feine, fast kalkfreie Sande mit dünnen Lamellen verkohlter Substanzen vorhanden, die durch eine ganz dünne (0,3 m mächtige) Bank von Geschiebemergel von den Yoldientonen getrennt sind, über denen dann die Cyprinentone folgen, was, falls die unveränderte Schichtenfolge vorläge, völlig unverständlich wäre. Jedenfalls ist es bedeutungsvoll, daß in diesem so sehr gestörten Komplex Cyprinentone, Süßwasserinterglazial mit *Dreyssensia* und *Paludina*, sowie entkalkte interglaziale Schichten mit verkohlten Pflanzenresten zusammen vorkommen und mit den glazialen Yoldientonen verknetet sind. (Jentzsch: Aufnahmebericht 1898).

Am Totenberg bei Dommachau (Danzig) (154) liegt in 165 m Meereshöhe unter sehr gestörten Lagerungsverhältnissen unter 0,75 m Geschiebemergel mit großen Geschieben ein feinkörniger Mergelsand mit reicher Fauna, z. T. in tadellosen, zweiklappigen Exemplaren, *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *C. echinatum*, *Tellina baltica*, *Corbula gibba*, *Lucina divaricata*, *Litorina litorea*, *Cerithium scabrum*, *Nassa reticulata*. Darunter liegt dann ein gröberer, lehmiger, nordischer Sand und Kies mit *Tapes aureus eemiensis*, *Cyprina islandica* und walnußgroßen

[1]) Nach neueren Beobachtungen von Knipowitsch (Zur Kenntnis der geologischen Klimate. Verh. russ. mineral. Ges. II. Ser. 40. Band. 1903. Seite 288) leben *Yoldia arctia* und *Cyprina islandica* jetzt doch zusammen in der Dolgaya Guba im Weißen Meer. Es ist aber sehr auffallend, daß nirgends sonst im Diluvium als bei Elbing *Cyprina* und *Yoldia* zusammen gefunden sind, weder in den westbaltischen Cyprinentonen noch in den sonstigen Yoldientonen der cimbrischen Halbinsel, bei Stade oder in Südschweden.

Cyprina islandica ist nach dieser Beobachtung offenbar aber doch eine viel unempfindlichere Art, als bisher angenommen wurde, da sie von der Biscayabucht bis in die kältesten Teile des weißen Meeres und mit sehr wärmeempfindlichen wie kälteempfindlichen Arten zusammen vorkommt.

nordischen Geröllen, Silurkalk, Granit, Feuerstein usw.; außerdem ist früher noch *Scrobicularia* und *Paludina* sp. gefunden; als Liegendes treten fossilfreie Spatsande auf. Die Ablagerung ist ein zweifelloses marines Interglazial auf primärer Lagerstätte, das zur Eemzone gehört (*Lucina divaricata*! usw.), aber auch ganz sicher eine in toto verschleppte, wurzellose Scholle; da *Lucina divaricata* erst in 10 Faden (18 m) Meerestiefe auftritt und jetzt in 163 m Meereshöhe liegt, ist die Scholle dieses Interglazials um rund 180 m gehoben; da dicht dabei durch Bohrungen das Diluvium bis 100 m, mehr als 119 m und mehr als 141 m mächtig erwiesen ist und mindestens bis + 40 m NN, z. T. bis — 100 m NN herunterreicht, so ist an der Natur dieses Vorkommens als glazial verschleppte, wurzellose Scholle nicht der mindeste Zweifel, wozu noch des weiteren hinzukommt, daß die ganze Gegend ein Endmoränengebiet ist, und auch andere Bohrungen der Gegend verschleppte Miocän- und Oligocänschollen im Diluvium zeigen.

Diese Scholle mit Eemfauna hat also ursprünglich weiter nördlich im Ostseegebiet angestanden; sie enthält in sich zwischen den Fossilien nordisches Material, wodurch es des weiteren evident ist, daß es sich nicht um Präglazial handelt, sondern um ein in jeder Beziehung sicheres Vorkommen der Eemfauna, des ersten Interglazials, das unten aus einer groben Strandbildung, darüber aus in etwa 20 m Tiefe abgesetzten Mergelsanden besteht, also die deutlichen Spuren einer Transgression aufweist.

In Neudeck bei Freystadt in Westpreußen fand Jentzsch (64) in 114 m Meereshöhe in mächtigem Diluvialsand, der von Ton und im Fortstreichen von Geschiebemergel bedeckt ist, eine außerordentlich reiche marine Fauna auf primärer Lagerstätte, *Cardium edule*, *Tellina solidula*, *Cyprina islandica*, daneben *Nassa reticulata*, *Cardium echinatum* und *Mytilus edulis*, sowie die Foraminiferen *Rotalia Beccarii*, *Nonionina depressula*, *Polystomella striatopunctata* usw. Die Fauna gehört mit aller Sicherheit zur Eemzone und ist um mindestens 120 m vertikal disloziert — ob tektonisch oder glazial verschleppt, ist nicht zu entscheiden — es ist das südöstlichste Vorkommen dieser Fauna und der Typus des Jentzsch-Geickyschen Neudeckian.

Bei Sawdin in Westpreußen liegt unter

0,9 m Geschiebemergel
1,3 m Diluvialsand »mit Nordseefauna« (secundär), darunter
0,1 m kalkfreier Ton,
1,4 m kalkfreier Sand,
1,5 m normaler kalkhaltiger Sand,

also eine interglaziale Entkalkungszone in normalen Diluvialschichten; ob das Vorkommen an ursprünglicher Stelle liegt oder verschleppt ist, ist nicht sicher, das letzte aber wegen der Höhenlage wahrscheinlich.

Bei Zlottowo bei Löbau in Westpreußen liegt unter 1,5—2,5 bis 3 m Geschiebelehm, Geschiebemergel und Diluvialsand ein mächtiges Lager von diluvialem Süßwasserkalk (Seekreide), das an vielen Stellen

mit 3,5—4 m, ja mit 8 m nicht durchsunken ist und von stark gestörten und aufgerichteten Diluvialsanden unterlagert wird. Z. T. sind durch tiefere Bohrungen Maximalmächtigkeiten von 11—17 m festgestellt und dann als Liegendes ein blaugrauer, kalkiger Ton gefunden. Das Lager enthält ungefähr 250000 cbm 80% Kalk, stellt also eine ganz gewaltige Masse dar und beweist damit sehr sinnfällig die enorme Kalkentziehung der Diluvialschichten durch die interglaziale Verwitterung; es ist aller Wahrscheinlichkeit nach letztes Interglazial (66).

Bei Gnewau im Kreis Neustadt wird eine ähnliche, über 4 m mächtige Ablagerung diluvialer, diatomeenführende Seekreide von 2,5 m Geschiebemergel und von Diluvialkies überlagert und von Geschiebemergel unterlagert, sie ist wahrscheinlich desselben Alters; ebenso wie auch der von 1,5 m Geschiebemergel bedeckte 2 m mächtige Diatomeenmergel von Cettnau bei Petzig (165).

In den jungdiluvialen Terrassenkiesen Westpreußens bei Gruppe, Rondsen, Schönwarling, Waplitz usw., ebenso in dem »Unteren Kies« von Menthen findet sich eine reiche Fauna großer diluvialer Säuger, die fast genau der des Rixdorfer Horizontes entspricht: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Rhin. Merckii*, *Equus caballus*, *Bison priscus*, *Bos* sp., *Colus saiga*, *Cervus elaphus*, *C. capreolus*, *Alces palmatus*, *Megaceros hibernicus*, *Rangifer tarandus*, *Ovibos moschatus*, *Felis leo* (*spelaea*) usw., daneben die Fossilien der Eemfauna auf xter Lagerstätte (53)[1]).

Die Fauna, wie sie jetzt in größerer Vollständigkeit bekannt ist, enthält neben einigen hocharktischen Formen, die unbedingt und sicher am Eisrande gelebt haben (Ren, Moschusochs) und einigen Formen, deren Lebensbedingungen uns vielleicht nicht genügend bekannt sind, die aber wohl auch auf ziemlich arktische Bedingungen deuten, (Mammut, Rhinozeros), auch typische Waldtiere, wie *Cervus elaphus*, *C. capreolus* und *Alces palmatus*, sowie *Megaceros hibernicus*, der sich nach seinen sonstigen Fundorten ebenfalls als sicherer Beweis eines Interglazials betrachten läßt. *Equus caballus* und *Bison priscus* werden wohl auch nicht als am Eisrande lebend angesehen werden dürfen. Die Fauna ist also offenbar eine sehr gemischte, die ursprünglich nicht einheitlich zusammengelebt hat, und stammt also z. T. aus dem wirklichen letzten Interglazial, dessen primäre Ablagerungen bei der Terrassenbildung zerstört sind, z. T. aus dem Schlusse des Interglazials, bzw. aus der letzten Eiszeit selbst. Aus der guten Erhaltung der meisten großen Knochen ist zu schließen, daß die Tiere an Ort und Stelle gelebt haben und nicht merklich transportiert sind; auch hier ist es auffallend, daß alle kleinen Tiere und kleinen Knochen (außer den harten Zähnen) fehlen.

[1]) Vergl. auch die nachträglich erschienene Arbeit von R. Hermann: Die Rhinocerosarten des Westpreußischen Diluviums. Schr. Naturf. Gesellsch. Danzig XIII. 1913.

Ostpreußen.

Die Mächtigkeit des Diluviums in Ostpreußen ist eine sehr schwankende und z. T. recht bedeutende, wenn auch in beiden Beziehungen nicht die Extreme wie in Schleswig-Holstein erreicht werden, und zwar ist hier in Ostpreußen eine gewisse Gesetzmäßigkeit unverkennbar insofern, als im Norden, in dem flachen Teile der Provinz, die Mächtigkeiten durchschnittlich nicht sehr große sind, 15—40, z. T. 70, (ausnahmsweise 143 m in präglazialen Tälern), während in der Mitte auf dem Höhenrücken die Diluvialmächtigkeit oft sehr beträchtlich wird und 150—178 m vielfach überschreitet. Die Unterkante des Diluviums schwankt zwischen + 13 bis — 129 m NN, dürfte durchschnittlich aber zwischen — 30 bis — 70 m NN liegen, so daß im allgemeinen die größten Mächtigkeiten unter den größten Höhen des Höhenrückens liegen (die Unterkante liegt bei Rastenburg tiefer als — 75 m NN, bei Lötzen und Lyck tiefer als — 56 m NN), wofern nicht, wie z. B. bei Königsberg, sehr tiefe Täler im Untergrunde mit ungewöhnlich mächtigem Diluvium erfüllt sind. Unterlagert wird das Diluvium durch Miocän, Oligocän und Senon, ganz im Norden bei Memel z. T. auch durch braunen Jura. Die Aufschlüsse über die Gliederung dieses z. T. recht mächtigen Diluviums sind fast nur durch Bohrungen gegeben und daher zum erheblichen Teil nicht sehr befriedigend. Da die äußersten oberdiluvialen Endmoränen durch das südliche Posen und quer durch Polen verlaufen, so liegt ganz Ostpreußen im Bereich der jüngsten, oberdiluvialen Vergletscherung (3, 3a).

In der Gegend von Mehlsack ist das Diluvium über 106 m mächtig und durch ziemlich zahlreiche Bohrungen gut aufgeschlossen (139a). Zwei dieser Bohrungen zeigten unter Alluvium (4—6 m) 35—39 m Geschiebemergel und glazialen Tonmergel, darunter (in 22—33 m, bzw. in 26—28 m über NN) typischen marinen Yoldienton mit marinen Diatomeen und *Yoldia arctica*, darunter 22—29 m Glazialdiluvium (Geschiebemergel, Tonmergel, Kies) und von — 9 bis — 21 m NN, bzw. von — 7 bis — 28 m NN Sande und Kiese mit Süßwasserconchylien: Valvaten, *Limnaea ovata* usw., z. T. auch »anscheinend« mit marinen Conchylien, die noch von 7—10 m Geschiebemergel und Glazialsand unterlagert werden.

Wenn die tiefere Süßwasserfauna auch anscheinend nicht auf primärer Lagerstätte liegt (Vermengung mit marinen Schalbruchstücken), so kann sie doch wegen der Zerbrechlichkeit der dünnen Schneckenschalen nicht sehr weit und intensiv umgelagert sein und beweist das Vorhandensein einer eisfreien, nicht marinen Zeit tief im Diluvium. Die Yoldientone in 22—28 m über NN sind eine typisch glaziale Bildung und beweisen ohne weiteres, daß sie erheblich disloziert und aus ihrer ursprünglichen Höhenlage emporgehoben sind; ob sie glazial verschleppt oder tektonisch gehoben sind, ist aus diesen Bohrungen allein kaum zu entscheiden, immerhin spricht die Zwischenlagerung von 6 m Tonmergel

Gliederungstabelle des nord

5. Oberes Glazial-Diluvium

4. *limnisch / marin.* *Interglazial II.*

3. Mittleres Glazial-

2. *marin. / limnisch* *Intergla*

(Als Gegensatz zum marinen Interglazial sind unter limn. Interglazial alle Süßwasse

1. Schleswig-Hol

Holtenau-Kiel	Grünenthal Lütjenbornholt-Beldorf	Süderstapel	Elmshorn	Glinde-Utersen
Ob. G. D. 18—45 m *Verwitterungszone, limn. Interglazial II* 6—12 m	Ob. G. D. 3—6 m *limn. Interglazial II, Verwitterungszone*	Ob. G. D. 5—8 m *Verwitterungszone, limn. Interglazial II* 8—9 m	Ob. G. D. 16 m *Verwitterungszone, limn. Interglazial II* 21 m	Ob. G. D. 2,5 m *limn. Interglazial II, kalkfreie Zone* *marines Interglazial II*
Mittl. G. D. 26 m art. Wasserhorizont 95 m Unt. G. D. Miocän	Mittl. G. D. 10 m *Eemzone Interglazial I*	Mittl. G. D. > 40 m *marine Tone (Eemzone?)* schwarze Tone (Lauenburger Ton?)	Mittl. G. D. 11—22 m *Verwitterungszone* 10 m Unt. G. D. > 10 m	Mittl. G. D. 20 m Tertiär

Lockstedt	Dissau bei Lübeck	Oldesloe	„Am Ritzen“ Oldesloe	Ratz
Ob. G. D. bis 5 m Sandhorizont 22 m	Ob. G. D. 13,5 m Wasserhorizont 7 m	Ob. G. D. 20—32 m *limn. Interglazial II, marines Interglazial II*	Ob. G. D. 12 — > 21 m *limn. Interglazial II*	Ob. G. *Verwitterung*
Mittl. G. D. 14—25 m *limn. Interglazial I* 210 m Unt. G. D.	G. D. bis 238 m	Mittl. G. D. > 66 m	Mittl. G. D. > 4 m	Mittl. G. Wasse *Windschi* Unt. G.

Hinschenfelde-Hummelsbüttel	Fahrenkrug	Tondern	Sylt	Ste Risti
Ob. G. D. *limn. Interglazial II* *marines Interglazial II*	Ob. G. D. 4—6 m *limn. Interglazial II* > 4 m			versch
Mittl. G. D.	Mittl. G. D. > 34 m	Mittl. G. D. *Eemzone* Unt. G. D. > 50 m	*Verwitterungszone im* Mittl. G. D. bis 20 m *limn. Interglazial I* Unt. G. D. Pliocän	

2. Hannover

Stade	Flestedt	Lüneburg	Vastorf	Ochtringen
Ob. G. D.	Ob. G. D. *limn. Interglazial II*	Ob. G. D. 3 bis 12 m *Verwitterungszone 12 m* *limn. Interglazial II*	Ob. G. D. 22 m *limn. Interglazial II* *Verwitterungszone 13 m*	Ob. G. D. 5 m *Verwitterungszone 22 m*
Gl. D. mit Yoldiaton *mar. Interglazial (I?)* Yoldiaton. G. D.		Mittl. G. D. 22 m *Verwitterungszone 13 m* *im* Unt. G. D.	Mittl. G. D. > 90 m	Mittl. G. D. 22 m *Verwitterungszone 18 m* Untere G. D. 20 m

Römstedt	Honerdingen	Godenstedt b. Zewen	Wallensen
Ob. G. D. *limn. Interglazial II*	Ob. G. D. 5 m *limn. Interglazial II* *8 m*	Ob. G. D. *limn. Interglazial II*	Alluvium tektonische Störung. *limnisches Interglazial I*
Mittl. G. D.	Mittl. G. D.		Mittl. G. D. 7—9 m Tertiär

Alles *kursiv* Gedruckte ist Interglazial.

norddeutschen Diluviums.

Glazial-Diluvium

1. Unteres Glazial-Diluvium

nterglazial I.

Präglazial.

e Süßwasserablagerungen, Flußschotter, Torfe, Seekreiden usw. zusammengefaßt.)

swig-Holstein.

le-Utersen
G. D. 2,5 m
nterglazial II,
xfreie Zone
Interglazial II

G. D. 20 m
Tertiär

Schulau
Ob. G. D. 2,5 m
limn. Interglazial II,
Verwitterungszone 13 m

im Mittl. G. D. 95 m
Tertiär

Dockenhuden-Nienstedten
Verwitterungszone 10,6 m

Mittl. G. D. 21—33 m
marines Interglazial I
Schwarze Tone 122 bis 141 m (Lauenburger Ton)
Unt. G. D. 8 m

Hamburg
Ob. G. D. 2,5 m
limn. Interglazial II

Mittl. G. D. > 50 m
marines Interglazial I,
(Eemzone)
schwarze Tone
(Lauenburger Ton)
} 170 m
Unt. G. D. 43 m

Tarbeck
Ob. G. D. 70,5 m
Verwitterungszone 13 m

Mittl. G. D.

Ratzeburg
Ob. G. D. 5—7 m
Verwitterungszone 12—13 m

Mittl. G. D. 45 m
Wasserhorizont
Windschliffgeschiebe
Unt. G. D. > 5 m

Schwarzenbeck
Ob. G. D. 6—41 m,
Verw.-Zone, limn. Intergl. II
12 m,
(marines Interglazial II)

Mittl. G. D. > 25 m bis 75 m

Lauenburg
Ob. G. D. 10—12 m
limn. Interglazial II
> 4 m.

Mittl. G. D. > 25 m
marines Interglazial I
limn. Interglazial I
Verw. Zone
Lauenburger Ton > 70 m
Unt. G. D.

Glüsing u. Tesperhude
Ob. G. D.
limn. Interglazial II

Mittl. G. D.

Stensigmoos
Ristingeklint etc.
verschleppt, wurzellos.

Mittl. G. D.
Eemfauna.

Fredericia
Ob. G. D. 12—20 m
limn. Interglazial II
10 m

Mittl G. D > 4 m

Südjütland
Ob. G. D. 2—5 m
limn. Interglazial II > 4 m

Mittl. G. D.

Skjerumhede
Ob. G. D. 57 m
Yoldiaton
marines Intergl. II } 122 m

Mittl. G. D. 19 m
(mit Schollen älteren Interglazials).
Kreide.

annover.

ntringen
G. D. 5 m
rungszone 22 m

G. D. 22 m
rungszone 18 m
G. D. 20 m

im Luhetal
Ob. G. D.
limn. Interglazial II

Mittl. G. D.

Unterlüss-Oberohe
Ob. G. D
limn. Interglazial II
6—13 m

Westerweyhe-Ülzen
Ob. G. D. 10 m
limn. Interglazial II 10 m

Mittl. G. D. 83 m

Deutsch-Evern
Ob. G. D.
limn. Interglazial II

allensen
Alluvium
sche Störung.
s Interglazial II

G. D. 7—9 m
Tertiär

Älteste Hauptterrasse

Weserterrassen

Mittlere Terrasse
Glaziale Fauna
Säugetierhorizont
limnisches Interglazial I
(Zeche Nachtigall bei Höxter)

Untere Terrasse
limnisches Interglazial II
(Hameln)

3. Rheinland-We

Westfalen. Rhein-Hernekanal	Mörs	bei Crefeld	Cleve	Töniesbe
Ob. G. D. limn. Interglazial II, *Verwitterungszone* Mittl. G. D > 4 m Älterer Löß Erosionsdiskordanz *Verwitterungszone* Unt. G. D.	Dachsberg, Rayerberg, Hülserberg usw. Hauptterrasse + G. D. glazial gestaucht! *limn. Interglazial I* (Tegelenstufe) ältere helle Schotter (Deckenschotter)	Hauptterrasse + G. D. *limn. Interglazial I* ältere helle Schotter (Deckenschotter)	Wylerberg Hauptterrasse *limn. Interglazial I* 11,7 m Diluvialkies	Hauptterras *limn. Interglazi* ältere helle Sch

4. Sachse

Neuhaldensleben	Oschersleben	Ummendorf-Eilsleben	Schwanebeck	Hall
Löß 1 m Verwitterungszone Erosionsdiskordanz Mittl. G. D. 2,5 m limn. Interglazial I Unt. G. D.	Löß Denudationsdiskordanz Mittl. G. D. 2,6 m limn. Interglazial I Unt. G. D.	Alluvium Erosionswirkung im Mittl. G. D. 25 m limn. Interglazial I > 3 m Unt. G. D. 22 m	„Schotterlehm" Löß 3 m limn. Interglazial II > 5 m Mittl. G. D. 2,5 m	(Z. lim

Aschersleben-Frose-Nachterstedt	Gr. u. Kl.-Quenstedt Halberstadt	Kliecken (Anh
Löß. Denudations- und Verwitterungszone Mittl. G. D. „Intergl." Wirbeltiere im Schotter Unt. G. D.	Mittl. G. D? Schotter mit kalter Fauna Unt. G. D.	Ob. G. D. limn. Interglazial Mittl. G. D.

5. Mecklenburg und

Boitzenburg	Parchim	Schwaan	Hiddensoe
Mitt. G. D. interglazial verwittert *marines Interglazial I* Lauenburger Ton	Ob. G. D. 40 m *Verwitterungszone 12,5 m* *limn. Interglazial II* 2 m > 47 m mittl. G. D.	G. D. 60 m *marines Interglazial* (I?)	Ob. G. D. *marin. Interglazial II* (limn. Interglazial??) Mittl. G. D. *marines Interglazial I* „Cyprinenton" *Eemfauna* *limn. Interglazial I* Unt. G. D.

Lehmhagen	Glotzin
Ob. G. D. 30 m *limn. Interglazial II*	Ob. G. D. 11 m *limn. Interglazial II I* Mittl. G. D. 45 m

6. Mark Brandenburg

Rixdorf	Phoeben	Berliner Umgebung	Beelitzhof (Wansee)
Ob. G. D. bis 10 m *Rixdorfer Wirbeltier-horizont* Mittl. G. D. etwa 40 m *Paludinenbank und Verwitterungszone 20 m.* Unt. G. D. > 54 m	Ob. G. D. 5 m *limn. Interglazial II* Mittl. G. D. etwa 40 m *Paludinenbank* (— 16 m N. N.) Unt. G. D. > 50 m	Ob. und Mittl. G. D. *Paludinenhorizont* 7—20 m (etwa — 10 m N. N.) Unt. G. D. bis > 147 m Tiefe (davon stellenweise 90 m unterster Geschiebemergel. In 140 m Tiefe Tonmergel mit Pisidium Henslowianum!)	Ob. G. D. 5—30 m. *Interglaziale Verwitterungszone 7—14 m und limn. Intergl. II* Mittl. G. D.

Gegend von Belzig	Gr.-Drewitz-Guben	Klinge	Alt Geltow
Ob. G. D. *limn. Intergl.* (II?) (5—30 m) G. D.	Ob. G. D. 10 m *limn. Intergl. II* (10,5 m) Mittl. G. D	G. D. 1,5—2,5 m *limn. Interglazial* (II?) G. D.	Ob. G. D. 3 m *limn. Interglazial II*

land-Westfalen.

Töniesberg	Dürboslar Löß	Tegelen	Brachter Wald	Eemgebiet (Geldern)
Hauptterrasse *limn. Interglazial I* ältere helle Schotter	Hauptterrasse *limn. Interglazial I*	Hauptterrasse *limn. Interglazial I* Horizont von Tegelen älterer Diluvialschotter	Hauptterrasse *Tegelenstufe* Diluvialkies	Niederterrasse (unterhalb der Terrassen- kreuzung) *Eemzone* Unt. G. D.

Sachsen.

3 m 5 m	Halle-Weißenfels (Z. B. Dörstewitz)	Rabutz	Zeitz (Wildschütz)	Altenburg-Meuselwitz
		Ob. G. D.? 6 m limn. Interglazial II	Löß Verwitterungszone	Löß II Verwitterungszone
	Mittl. G. D. limn. Interglazial I Unt. G. D.	Mittl. G. D. 10,8 m Hauptterrasse (Intergl. I) Unt. G. D. 5 m Präglazial 4 m	Mittl. G. D. Löß I (?)	Löß I

ecken (Anhalt) Ob. G. D. nn. Interglazial II	Kemberg Ob. G. D. limn. Interglazial II Verwitterungszone	Magdeburger Börde (Eintracht Alexander) Löß Denudationszone
Mittl. G. D.	Mittl. G. D.	Mittl. G. D. Verwitterungszone Unt. G. D.

urg und Pommern.

II ??)	Sassnitz Ob. G. D.	Belgard Ob. G. D. 26 m *limn. Interglazial II* 6,7 m	Döberitz Ob. G. D. 34 m *limn. Interglazial II*	Niepars G. D. 47 m *limn. Interglazial II* (?) G. D.
l I auna I	*marines Interglazial* (1?) *limn. Interglazial* G. D.	Mittl. G. D. (mit Schollen verschleppter *Eemfauna!*)	9,5 m Mittl. G. D.	

Glotzin . G. D. 11 m nterglazial II 1 m	Zettun Ob. G. D. *limn. Interglazial* 1,5 m
l. G. D. 45 m	Mittl. G. D.

denburg und Schlesien.

Wansee) —30 m. itterungszone n. Intergl. II . D.	Rüdersdorf	Pritzerber See, Hohenferchesar G. D. 0,5—2,5 m. Kies mit den *Rixdorfer Wirbel- tieren 6 m* *limn. Interglazial II* (Torf)	Motzen Ob. G. D. 5—6,5 m *limn. Interglazial II*	Kohlhasenbrück Ob. G. D. *limn. Interglazial II*
	Mittl. G. D. > 30—60 m *Paludinenbank* in — 5 bis — 21 m N. N. Unt. G. D. > 18—79 m		Mittl. G. D. mit Paludina diluviana	Mittl. G. D.

W m al II	Korbiskrug 1,5 m Ob. G. D. *limn. Interglazial II*	Rathenow Ob. G. D. 5—6 m *limn. Interglazial II*	Vevais-Wrietzen Ob. G. D. 2 m *limn. Interglazial II* (5 m)	Frankfurt a. O. Ob. G. D. etwa 25 m *limn. Interglazial II* (Verwitter. Zone)
		Mittl. G. D.	Mittl. G. D.	Mitt. G. D. > 50 m

Glindow
Ob. G. D.
Intergl. Verwitterungszone

Mittl. G. D.

Dahme
Ob. G. D. 30 m
Interglaziale Verwitterungszone 6 m

Wendefeld (Gransee)
Ob. G. D. 28 m
Interglaziale Verwitterungszone 3 m

Mittl. G. D. 56 m
Miocän

Hardebeck
Ob. G. D. 6,8 m
Rupelton 73 m
4 m *Verwitterungszone im älteren Diluvium*

Flä
Ob.

Verwitter
südli
G

7. Westpreußen und

Posen
Ob. G. D.
Rixdorfer Wirbeltierhorizont limn. Interglazial II

Mittl. G. D.

Zalesie
Ob. G. D. 4—7,5 m
Rixdorfer Horizont

Suchau
Ob. G. D. 8 m
2 m limn. Interglazial II

6 m Mittl. G. D.

Tucheler Heide
Ob. G. D.
Rixdorfer Horizont; limn. Interglazial II

Mittl. G. D.

Ar

Mitt
Eer
T

Graudenz
Ob. G. D. > 5 m
Interglazial II
Verwitterungszone

Mittl. G. D. 30 m
Interglazial I limn.
(+ *5 bis — 10 m N. N.*)
Unt. G. D. 56 m
Tertiär

Druschin
12 m Ob. G. D.
2,5 m limn. Interglazial II

36 m Mittl. G. D.

Schoenwalde-Graudenz
Ob. G. D.
limn. Interglazial II
Verwitterungszone

Mittl. G. D.

Riesenburg

75 m G. D.
limn. Interglazial (I?)

Altmark

65 m
6,2 m mar
18 m limn
10 m

Bankau-(Danzig)
17,3 m Ob. G. D.
16 m limn. Interglazial II

44 m Mittl. G. D.

Stuhm

90 m Ob. + Mittl. G. D.
9,5 m Eemzone
(— 40 bis — 50 m N. N.)
Interglazial I

Marienburg-Dirschau
24,5—56 m Ob. G. D.
limn. Interglazial II 4—13 m Verwitterungszone
(— 10 bis — 19 m N. N.)

Mittl. G. D. 50—70 cm
Kreide

Neuenburg-Gransee
Ob. G. D.
limn. Interglazial II
Mittl. G. D.

Unteres
Jungglazia
großem Int
Interglazial

Altglazial (
großem Inter
dären Eemf
Frühgl
die
muß noch

Cettnau (Putzig)
1,5 m Ob. G. D.
2 m limn. Interglazial

Gruppe Rondsen usw.
Ob. G. D. (Terrassenkiese)
Rixdorfer Horizont
(umgelagert)

Mittl. G. D.

Menthen
Ob. G. D.
„Unterer" Kies mi
Rixdorfer Fauna

8. Ostpreuße

Mehlsack
35—39 m G. D.
Yoldiaton 2—11 m
(+ 22 bis 33 m N. N.)
22—29 m G. D.

limn. Intergl. 12—21 m
(—9 bis — 21 m bez. — 7 bis — 28 m N. N.)
7 — 10 m G. D.

Draulitten
44 m G. D.

Limn. Intergl. 14,5 m
30,5 m Yoldiaton
(+ 34 bis + 64 m N. N.)
21 m G. D.

Wohnsdorf
25 m G. D.
5 m limn. Interglazial II
(— *2 bis — 7 m N.N.*)

Christburg
6 m G. D.
5 m limn. Interglazial II?

10 m G. D.?
1,1 m Eemfauna
(— *3 m N. N.*)
3 m G. D.

R

(wu

Rastenburg
82 m G. D.

1 m limn. Interglazial
77 m G. D.

Widminnen
56 m G. D.

1 m Moostorf
32 m G. D.

Tapiau

3,5 m G. D?
21,7 m limn. Intergl. (I?)
18 m G. D.

A
2

15 m li
2

Fläming
Ob. G. D

Verwitterungszone und südliche Kiese
G. D.

Senftenberg
Ob. G. D. 2—5 m

Südliche Kiese. Verwitterungszone im (?) Unteren G. D.
11—14 m

Ingramsdorf

Mittl. G. D. stark denudiert
limn. Interglazial I und Verwitterungszone
Unt. G. D.

Rauske
Lößlehm

Mittl. G. D.
limn. Interglazial I mit Wirbeltieren und Verwitterungszone.
Unt. G. D.

ußen und Posen.

Argenau

Mittl. G. D.
Eemfauna,
Tertiär

Ostrometzko

Mittl. G. D.
Eemfauna; limn. Intergl. I
Präglazial bez. Tertiär

Unislaw-Kulm

49—58 m G. D.
limn. Interglazial I
(+ 40 m N. N.)
15—28 m Unt. G. D.

Fischau (Posilge)

18 m G. D.
14 m *limn. Interglazial I*
(— 40 bis — 50 m N. N.)
Unt. Gl. D.

Altmark bei Troop

65 m G. D.
6,2 m mar. Interglazial I
18 m limn. Interglazial I
10 m Unt. G. D.

Budisch

58 m G. D.
12 m Verwitterungszone
13 m G. D.

Dorotheenhof-Stargard
21 m Ob. G. D.
4 m limn. Interglazial II (?)

Mittl. G. D.

Sobbowitz
33 m Ob. G. D.
2 m limn. Interglazial II

16—60 m. Mittl. G. D.

Unteres Weichselgebiet
Jungglazial, 2 Moränen mit großem Interstadium 13—22 m
Interglazial II, 30—32 m (*limn.*)

Altglazial (zwei Moränen mit großem Interstadium und sekundären Eemfossilien) 60—70 m
Frühglazial > 14 m;
die *Eemzone*
muß noch darunterkommen!

Elbing
(Vogelsang Succase, wurzellos! Reimannsfelde)

Yoldientone, Cyprinentone, Cardiensande, Dreyssensien- und Paludinenschichten
Verwitterungszone

Zlottowo
1,5—3 m; ob. G. D.
3,5—8—17 m limn. Interglazial II

Mittl. G. D.

Gnewau
2,5 m Ob. G. D.
4 m limn. Interglazial II

Mittl. G. D.

Menthen
Ob. G. D.
terer" Kies mit
xdorfer Fauna

Domachau
Wurzellos, verschleppt

Eemzone. Unt. G. D.
als Scholle im
Ob. G. D.

Neudeck
Wurzellos verschleppt

Eemfauna

stpreußen.

rg
azial II?

?
una
V.)

Neudamm
3 m G. D.
Rixdorfer Wirbeltierhorizont
Interglazial II

Warniken
Paludinenhorizont
(wurzellos, verschleppt)

Domblitten
1—1,5 m G. D.
6—7 m limn. Intergl. II
G. D.

Heilsberg
Eemfauna
(wurzellos, verschleppt)

Angerburg
66 m G. D.
3 m Verwitterungszone

81 m G. D.

Lötzen
22—42 m Ob. Diluv.

bis 112 m Geschiebemergel des mittl. Diluv.
von 160—168 m unterster Geschiebemergel
(— 38 bis — 46 m N. N.)

Allenberg
23 m G. D.

15 m limn. Intergl. (I?)
20 m G. D.

I?)

Insterburg
34 m G. D.

1,5 limn. Intergl. (I?)
49 m G. D.

Purmallen-Memel
10 m Ob. G. D.
1 m limn. Intergl. II
48 m Mittl. G. D.

und Sand zwischen Yoldienton und der überlagernden Geschiebemergelbank nicht zugunsten glazialer Verschleppung, das darunter in —7 bis — 28 m NN liegende Süßwasserinterglazial aber nicht für tektonische Hebung des Gebietes.

In Draulitten bei Pr. Holland (139a) wurden unter 44 m Glazialdiluvium in einer Tiefe von + 79 bis + 64,5 m NN sapropelhaltige Mergelsande, Tonmergel und schwachkalkige Sande erbohrt mit Vivianit, Pflanzenresten und Süßwasserconchylien; darunter liegen 30,5 m glaziale Tonmergel mit Schalresten (*Yoldia arctica*?, marine Diatomeen) und 21 m Diluvialsand. Die Pflanzenreste in den sapropelhaltigen Schichten in 44—58 m Tiefe (+ 64,5 bis 79 m NN) bestanden aus *Alisma plantago*, *Betula alba* und *Alnus glutinosa*, *Scirpus*, *Carex*, Gramineen usw., weisen also deutlich auf ein recht gemäßigtes Klima hin. Die Süßwassermollusken bestehen aus *Limnaea ovata*, *Valvata obtusa*, *Valvata naticina* und *Dreyssensia* sp., von denen mindestens die letzteren ebenfalls auf ein gemäßigtes Klima hinweisen; die anderen sind ziemlich eurytherme Formen, die auch ziemlich weit nach Norden hinaufgehen. Es ist hier also ein sicheres terrestrisch-limnisches Interglazial vorhanden.

Die darunter liegenden Yoldientone befinden sich ebenfalls in 34 bis 64 m Höhe über NN, sind also gleichfalls sicher erheblich disloziert, sind aber doch offenbar älter als das terrestrische Interglazial = Schluß der älteren Eiszeit. Weil sie aber nicht von Geschiebemergel, bzw. Glazialdiluvium direkt, sondern von 14 m Süßwasserablagerungen und darüber noch von 10 m Spatsand überlagert werden, so erscheint eine glaziale Verschleppung dieser Yoldientone ausgeschlossen, und ihre tektonische Emporhebung um gegen 60—80 m aus ihrem ursprünglichen Niveau damit erwiesen! Durch die Unterlagerung durch mehr als 21 m Diluvium ist ein präglaziales Alter ausgeschlossen.

Der Befund dieser Bohrung steht in einem schroffen Gegensatz zu dem Wahrscheinlichkeitsbeweis, der aus den Verhältnissen des Elbinger Yoldientones für die Altersbeziehungen dieses Elbinger Yoldientones zu dem dortigen Süßwasserinterglazial abgeleitet ist — entweder sind also die Elbinger und Draulitter Yoldiatone ganz verschieden alt, oder auch das scheinbare geringe Maß von innerer Zusammengehörigkeit, wie es oben für die Elbinger Tone angenommen ist, ist noch nicht vorhanden, und die Verknetung der dort vorhandenen Sedimente ist noch schlimmer als vorher angenommen.

Daß es Yoldientone von sehr verschiedenem Alter gibt, ist ja dadurch erwiesen, daß genau dieselbe Facies in Südschweden und Nordjütland am Anfang der Postglazialzeit, bzw. am Schluß der letzten Vereisung auftritt, ferner in Nordjütland und in Schleswig-Holstein an der Basis des oberen Geschiebemergels, also am Beginn der letzten Eiszeit (25, 67), bei Stade am Anfang und am Ende des dortigen (ersten?) Interglazials, also in zwei durch das eigentliche, warme Interglazial ge-

trennten Horizonten (114). Es fehlt also noch jeder begründete Beweis für das eigentliche Alter des Draulitter Interglazials — die Verschiedenheit von der mutmaßlichen Altersfolge bei Elbing und die Unterlagerung des Süßwasserhorizontes durch den marinen Horizont könnte als Argument für letztes Interglazial gedeutet werden; *Valvata naticina* und *Dreyssensia* sprechen aber für älteres Interglazial und dafür, daß der Yoldienton vom Schluß der ersten Vereisung stammt.

Die Bohrung am Bahnhof Gr.-Wohnsdorf bei Friedland (139a) ergab unter 25 m Geschiebemergel und Tonmergel 5 m sapropelhaltige Tonmergel, Mergelsande und feine Sande mit Vivianit und Süßwasserconchylien (*Valvata*, *Bithynia*), also ein wahrscheinliches Interglazial in — 2 bis — 7 m NN, das wegen der Nähe an der Oberfläche doch wohl mit größter Wahrscheinlichkeit als letztes Interglazial anzusprechen wäre.

Eine Bohrung bei Christburg (Höhe nicht genau bekannt, + 20 m NN?), ergab:

2,5 m Alluvium,
6 m Diluvium (Sand, Kies, Tonmergel),
5 m humoser Sand,
10 m Sand und Tonmergel,
1,1 m grünlicher Sand mit mariner (Eem-) Fauna, z. T. in zweiklappigen Exemplaren, also sicher primär, etwa in — 3 m NN,
3 m Sand.

Da die marine Fauna hier nur etwa 23 m unter der Oberfläche liegt, dabei aber in etwa — 3 m NN, also in ihrem ungefähren ursprünglichen Niveau, so ist hier das mittlere und obere Diluvium ganz ungewöhnlich reduziert. Vielleicht ist das Profil so aufzufassen, daß das mittlere Diluvium ganz fehlt (zerstört ist), und die 5 m humoser Sand schon das obere Interglazial darstellen, wobei dann für das obere Diluvium auch nur eine sehr geringe Mächtigkeit übrig bleibt.

In Kiwitten bei Heilsberg mitten in Ostpreußen liegt in 300 Dezimalfuß Meereshöhe unter 1,20 m Geschiebemergel ein Mergelsand von 0,6 m Mächtigkeit mit mariner Fauna auf zweifellos primärer Lagerstätte in zweiklappigen Exemplaren *Cardium edule, Cardium echinatum, Mactra solida, M. subtruncata, Tellina baltica, Nassa reticulata* und »Venus« sp. (*Tapes aureus eemiensis*) (111). Unterlagert wird die Fauna von mehr als 3 m Diluvialsand. In einem zweiten Aufschluß in der Nähe liegt unter 0,7 m Geschiebemergel, 0,5 m Spatsand, dann 0,5 m grünlicher Sand und 0,1 m sandiger Tonmergel mit zweiklappigen Exemplaren von *Tellina baltica* und mit *Cardium edule*. Darunter folgt mehr als 2,5 m diluvialer Sand und Kies. Die Spatsande unter dem Geschiebemergel enthalten zahlreiche Fragmente von *Cyprina islandica* und *Cardium edule*.

Daß die Fauna auf primärer Lagerstätte in diluvialen Sanden und Kiesen liegt, steht unzweifelhaft fest[1]), ebenso unzweifelhaft ist aber

[1]) Wie diese Fauna nach dem klaren Fundbericht Schröders für Präglazial erklärt werden konnte (Törnquist: Geologie von Ostpreußen), ist nicht gut zu verstehen!

nach der Höhenlage und nach der Mächtigkeit des Diluviums in dem Gebiet, sowie nach der Lage der Fundpunkte in einem Endmoränengebiet, daß diese marinen Schichten hier um etwa 100 m disloziert und eine wurzellose, glazial verschleppte, im Ob. Diluvium schwimmende Scholle sind, die zur Eemzone gehört; an verschlepptes Präglazial ist bei dem sicher nordischen, in und unter der Fauna liegenden Material nicht zu denken (79). In Bohrungen bei Heilsberg ist dieses marine Interglazial nicht angetroffen, es muß also nördlich davon anstehend gewesen und während der letzten Zeit des Diluviums verschleppt sein.

Am Ölmühlenberg bei Heilsberg liegen unter etwa 7 m Sand und Geschiebemergel grünliche Sande mit zahlreichen zweiklappigen Schalen von *Tellina* und *Cardium* unter sehr gestörten Lagerungsverhältnissen und werden von »Unterem« Geschiebemergel unterlagert. Die Lage in einem Endmoränengebiet, die Höhenlage und das Vorkommen von verschlepptem Miocän in unmittelbarer Nähe beweisen, daß es sich auch hier um eine glazial verschleppte Scholle handelt, die von ihrer ursprünglich weiter nördlich gelegenen Lagerstätte in jungdiluvialer Zeit verschleppt ist; daß es sich um das Interglazial der Eemzone handelt, dürfte kaum zweifelhaft sein.

Bei Saalfeld, Kreis Mohrungen, wurden unter 1 m Geschiebesand 4 m Spatsand gefunden mit *Mactra subtruncata*, *Cardium edule*, *Tellina solidula*, *Nassa reticulata*, *Cerithium lima*, *Cardium echinatum*, *Corbula gibba*, *Venus*? und *Ostrea edulis*, meist in zarten, kleinen Schalen, unterlagert von Geschiebemergel — es ist also wohl ein primäres, aber tektonisch gehobenes oder glazial in toto verschlepptes Vorkommen der Eemfauna, da es unmittelbar an der Oberfläche liegt.

In dem tieferen Geschiebemergel im Steilufer von Warnicken im Samland liegt eine größere aufgearbeitete, bzw. aufgenommene Schliere eines wahrscheinlich interglazialen Tons, die neben Holzresten von *Populus* oder *Salix* und *Potamogeton*früchten *Paludina diluviana*, *Unio* sp., *Valvata piscinalis* und *V. naticina* enthält, eine Tiergesellschaft, die sehr für älteres Interglazial spricht, das danach noch weiter nördlich als die Samländische Steilküste vorhanden gewesen sein müßte (95; vgl. auch S. 482).

Die Bohrung Angerburg traf unter 66 m normalem, kalkhaltigen Glazialdiluvium (davon 46 m grauer Geschiebemergel) 1 m braunen, kalkfreien Lehm, 2 m gelbliche, kalkarme Spatsande und weitere 81 m normales kalkhaltiges Glazialdiluvium.

Da die braune, kalkfreie Lehmschicht und die gelben, sehr kalkarmen Sande mitten in einem völlig trockenen, grauen, grundwasserfreien, kalkhaltigen, glazialen Komplex liegen — die tiefsten, stark wasserführenden Sande und Kiese sind ebenfalls normal kalkhaltig — so ist eine subterrane Entkalkung durch zirkulierendes Grundwasser völlig ausgeschlossen — das betreffende (nicht vorhandene) Grundwasser hätte vorher 66 m kalkhaltige Schichten durchdringen müssen,

um in dieser Tiefe erst den Kalk aufzulösen und die Eisenverbindungen zu oxydieren — und diese kalkfreie, verwitterte Schicht ist als eine alte interglaziale Landoberfläche aufzufassen, die mithin die Mächtigkeit des Oberen Diluviums in diesem Gebiet von 66 m beweist.

Durch zahlreiche Bohrungen in und bei Lötzen wurde nachgewiesen, daß unter einem 22—42 m mächtigen Oberen Diluvium in 32—112 m Tiefe ein mächtiger, in mehrere Bänke zerteilter Geschiebemergel der Haupteiszeit liegt und darunter in einer Bohrung — (der tiefsten Ostpreußens) in 160—168 m Tiefe (— 38 bis — 46 m NN) ein tiefster Geschiebemergel. Sichere Interglaziale sind zwischen den drei Geschiebemergelkomplexen nicht angetroffen, so daß diese Deutung und Verteilung derselben auf 3 Eiszeiten nur sehr hypothetisch ist.

Eine Bohrung bei Rastenburg — wo das Diluvium ebenfalls besonders mächtig ist — ergab

82 m normales, kalkhaltiges Diluvium, ganz vorwiegend Geschiebemergel,

1 m unreinen Torf und kalkfreie, tonig-humose Substanz, darunter

77 m normales, kalkhaltiges Glazialdiluvium, vorwiegend Geschiebemergel und vielfach von auffallend roter Farbe.

Es ist hier also in 82—83 m Tiefe mindestens ein Rest von einer interglazialen humosen Bildung vorhanden, die die Mächtigkeit der jungdiluvialen Glazialaufschüttung in diesem Gebiet zu 82 m beweist, und unter diesem Rest eines Interglazials ein auffallend rotes Diluvium.

Bei Widminnen ergab eine Bohrung unter 3 m Alluvium 56 m glaziales Diluvium (Geschiebemergel, Sande, Tonmergel, Mergelsande), darunter 1 m dünnplattige Mooskohle mit *Hypnum trifarium* und Holzresten und darunter noch 32 m Geschiebemergel. Für die genaue Beurteilung der Klimaverhältnisse reicht der bisher bekannte Pflanzenbestand nicht aus, doch ist ein hochnordisches Klima wohl ausgeschlossen, und im Verein mit den anderen Interglazialen im Pregeltal und der Verwitterungszone bei Angerburg wird man diese Mooskohle immerhin als Anzeichen des letzten Interglazials betrachten dürfen, mithin die Mächtigkeit des oberen Diluviums dort im Hauptendmoränengebiet als 56 m.

Eine Bohrung bei Tapiau, im Erosionstal des Pregels, traf unter 3 m Schutt und 3,5 m »gelbem Lehm«, 21,7 m gelbe Sande, graue Tonmergel und gelbliche und graue, meistens kalkarme Sande mit *Paludina* (*diluviana*?), *Sphaerium*, Valvaten, *Unio* sp. usw., unterlagert von 18 m Glazialdiluvium, mithin ein sicheres Interglazial, das allem Anschein nach zur letzten Interglazialzeit gehört — wenigstens liegt kein ersichtlicher stratigraphischer Grund vor, das Profil anders zu deuten. Sehr bemerkenswert ist noch die Tatsache, daß es von dem 10 m mächtigen, weit verbreiteten und sehr auffallend roten (Wehlauer) Diluvialtonmergel unterlagert wird.

Eine Bohrung bei Allenberg ergab ein ganz übereinstimmendes Profil: Unter 9 m Alluvium, 16 m Geschiebemergel und 7 m Diluvialtonmergel

mit sehr hohem Kalkgehalt liegt 1 m fast kalkfreier Lehm, 4 m grauer Sand mit Pflanzenresten, Gastropoden (Valvaten) und Bivalven, 3 m kalkreicher Staubsand mit Diatomeen und Pflanzenresten, 7 m grauer Schlick mit Blaueisenerde, Pflanzenresten und großen Zweischalern (Anodonten). Darunter liegt wieder 10 m roter Wehlauer Diluvialtonmergel und 10 m Geschiebemergel.

In Insterburg ergab eine Bohrung unter 34 m Glazialdiluvium (Geschiebemergel usw.) eine dünne Kiesschicht mit zahlreichen Valvaten, Pisidien, *Paludina* (*diluviana*?) usw.; darunter lagerte 1,5 m schwarze Moorerde (*Gyttja*) mit Blattresten, Gramineen und *Picea excelsa*. Darunter lagert noch mehr als 3 m typisches Diluvium, und in dicht daneben liegenden Bohrungen liegen noch 46 m Diluvium unter der Paludinenschicht, wieder mit dem roten Wehlauer Tonmergel. Für die Altersbestimmung dieser Interglaziale wäre es natürlich sehr wesentlich, ob die darin enthaltene *Paludina* die echte *P. diluviana* oder etwa die *P. Duboisiana* des letzten Interglazials ist!

In Memel wurden unter 12 m Alluvium und 7 m Diluvium (Kies, Sand und Tonmergel) 3 m Sand mit Diluvialkohle erbohrt; der Pflanzenbestand ist nicht bekannt; darunter liegen 38 m Glazialdiluvium.

Bei Purmallen liegt unter 10 m Glazialdiluvium (Geschiebemergel und Diluvialsand) 1 m Diluvialkohle und darunter wieder 48 m Glazialdiluvium (Geschiebemergel, Sand, Kies usw.). Ebenso liegt 2 km NO. von Purmallen, bei Gwilden unter 2 m Geschiebemergel und 6—8 m kalkarmem Diluvialsand 0,8 m grauer Sand, 1 m Diluvialkohle (mindestens auf 120 m Längserstreckung) und darunter 2,5 m Diluvialsand. Die Diluvialkohle enthält zahlreiche Ostracodenschalen; der Pflanzenbestand ist noch nicht genau bekannt, *Equisetum* cf. *heleocharis*, *Picea* sp., *Betula* cf. *pubescens*, *Harpidium*? (106). Die Angabe, daß die Kohle eine typische Dryasflora beherbergt (Tornquist)[1]), ist danach völlig unverständlich, und angesichts der Mächtigkeit und der Beschaffenheit der stark komprimierten Kohle ist es auch mehr wie unwahrscheinlich, vielmehr als völlig ausgeschlossen zu betrachten, daß die Dryasflora je darin gefunden wird, da alle bisher bekannten Dryasfloren in Norddeutschland nur mehr oder minder vereinzelte Blätter im Ton zeigen, niemals aber auch nur die geringste Torf- oder kohleartige Schicht bilden. 1 m stark komprimierte Diluvialkohle setzt ein ursprünglich sehr mächtiges Torflager voraus, das sich erst im Laufe vieler Jahrtausende gebildet hat, während die Dryasfloren immer in wenig mächtigen glazialen Tonmergeln liegen, die sich rasch am Eisrande bildeten und keine Baumreste (und gar *Picea*!!) enthalten.

In Lindenberg bei Roessel beobachtete H. Schröder (112) in »unterdiluvialen« Sanden, die von Oberem Geschiebemergel überlagert werden, eine 5 m mächtige Schichtenfolge von feinen Sanden mit Tonmergel-

[1]) Tornquist, Zeitschrift der Deutschen geol. Ges. Bd. 64. 1912. S. 425.

streifen und feinen Kalkschichten, unter der ein grauer Geschiebemergel erbohrt wurde. Die dünnen Kalkschichten und Tonmergelstreifen enthalten eine reiche Fauna auf primärer Lagerstätte: *Anodonta anatina, Unio pictorum, Limnaea stagnalis, L. auricularia, L. ovata, Valvata antiqua, Planorbis carinatus.* Daß die Fossilien auf primärer Lagerstätte liegen, ist erwiesen; daß der Schichtenkomplex selbst aber am Ort der Entstehung liegt, ist bei seiner Lage in einem Endmoränengebiet keineswegs sicher. Für Ablagerungen eines echten, ungestörten Interglazials liegen die Schichten viel zu hoch im Profil und zu nahe an der Oberfläche; nach den Ausführungen von HARBORT (siehe weiter unten) wird man mit der Wahrscheinlichkeit einer interstadialen Ablagerung rechnen müssen, wenn die ganze Ablagerung nicht disloziert und verschleppt ist. Ähnliche Schichten unter analogen Lagerungsverhältnissen fanden sich bei Heilsberg und Bartenstein.

Am Fort Neudamm bei Königsberg fand sich unter 3 m Geschiebemergel in einer 1,5 m mächtigen Sandschicht, die noch von Geschiebemergel unterlagert wird, eine große Anzahl Reste von *Rhinoceros antiquitatis, Equus caballus, Bos priscus, Elephas primigenius*, die sicher nicht abgerollt und verschleppt sind, sondern auf primärer Lagerstätte liegen. Die Übereinstimmung mit dem Rixdorfer Wirbeltierhorizont ist evident!

Bei Domblitten und Wilmsdorf bei Zinten (2, 5) liegen unter 1—1,5 m Geschiebelehm, bzw. Mergel mit vielen großen Granitblöcken 6—7,5 m mächtige Diatomeenmergel von 30—42% Kalkgehalt mit einer reinen Süßwasserflora von gegen 150 Bacillariaceenarten; ein zweites analoges Vorkommen in der Nähe von etwa 2 m Mächtigkeit liegt unter Spatsand und »Deckton«. Im Liegenden treten nordische Kiese auf; die Lagerungsverhältnisse sind nicht klar; wahrscheinlich handelt es sich aber um anstehendes Interglazial der letzten Zwischeneiszeit, worauf die Mächtigkeit der Ablagerung und die Analogie mit den entsprechenden Ablagerungen Schleswig-Holsteins und Hannovers deuten würde.

Im östlichen Masuren auf den Blättern Orlowen, Gr.-Duneyken, Czychen, Benckheim, in den Bahneinschnitten zwischen Kruglanken und Marggrabowa fanden sich, eingelagert in oberdiluvialen Sanden und Kiesen, bzw. im Geschiebemergel oder mit diesem mehrfach (bis fünfmal) wechsellagernd, dünne Lager von Wiesenkalk oder Seekreide sowie von Fayencemergeln mit *Planorbis Strömi, Pl. arcticus, Valvata sorensis* und *V. aff piscinalis, Sphaerium duplicatum, Pisidium pulchellum, P. Lindströmi, P. Genesi, Unio, Anodonta, Limnaea ovata, L. palustris, L. lagotis, L. peregra, L. glabra, Pupa muscorum, L. stagnalis, Vertigo parcedentata, Succinea Schumacheri* (50). Z. T. liegen hier auch ganz dünne Moostorflager von 10—15 cm Stärke im Geschiebemergel, bzw. unter 6—10 m mächtigem Geschiebemergel. Die Facies dieser Ablagerungen ist eine sehr wechselnde, und ihr mehrfaches Übereinandervorkommen und ihre Wechsellagerung mit Geschiebemergel, bzw. Überlagerung durch Ge-

schiebemergel beweist, daß diese fossilführenden Ablagerungen unmittelbar am Eisrande sich gebildet haben, der bei häufigen Oszillationen sie immer wieder überwältigte und immer wieder Bedingungen für neue, andersartige Faciesbildungen schuf. Damit stimmt nicht nur die teils hocharktische, teils subarktische Fauna, die außer diesen Formen auch noch eine ganze Anzahl indifferente Arten, aber keine enthält, die irgendwie größere Ansprüche an wärmeres Klima machen, sondern auch die Flora, die aus *Thuidium abietinum*, *Potamogeton filiformis*, *Scirpus* sp., *Rhynchospora* sp., *Carex filiformis*, *Salix* sp., *Betula nana*, *Alnus* sp. (auffallend kleine Nüßchen von *Alnus* cf. *viridis*), *Ranunculus aquatilis*, *Hippuris vulgaris*, *Arctostaphylos* cf. *uva ursi*, (bzw. *alpina*), *Trichostoma rigidulum*, *Hypnum purum* besteht, d. h. aus Arten, die auch jetzt oben im Norden an der Waldgrenze vegetieren und durch ihre sehr kümmerliche, zwerghafte Entwicklung auf sehr ungünstige Lebensbedingungen hindeuten. Es ist die Flora der »kalten Zone«, die nur 1—4 Monate Temperaturen von etwa 6—10° besitzt und gerade noch gestattet, daß die Früchte von *Betula nana* und *Alnus viridis* reifen.

Diese Flora ist von allen vorher beschriebenen Interglazialfloren auf das bestimmteste unterschieden und beweist, daß am Inlandeisrande zur Diluvialzeit tatsächlich sehr ungünstige Klimabedingungen geherrscht haben, die mit den durch die warmen Interglazialfloren bewiesenen Klimabedingungen völlig unvereinbar sind. Die einen schließen die anderen aus — und man kann danach — und nach den ebenfalls mit Oberem Geschiebemergel wechsellagernden Dryasfloren Schleswig-Holsteins — nicht mehr behaupten, daß sich das Inlandeis in die Verbreitung der heutigen Flora hinein erstreckt hat.

Wo *Betula nana* und *Alnus viridis* so kümmerliche Früchte produzieren, gedeihen nicht Sommerlinde, Buche, Eiche, Hasel und Stechpalme und umgekehrt, ebenso wenig wie *Corbicula fluminalis* und *Helix canthensis* usw. zusammenleben mit *Planorbis arcticus* und *P. Strömi*. Durch diese Fauna und Flora und ihre Lagerungsverhältnisse ist also erwiesen, daß ganz unabhängig von den großen Interglazialzeiten auch kleine Interstadialzeiten bei kurzen Oszillationen des Inlandeisrandes vorkamen, in denen sich ein zwar nicht ganz armes Tierleben, aber eine sehr ärmliche und verkümmerte Flora auf dem eisfrei gewordenen Gebiete ansiedelte, und daß diese vielfach sich wiederholenden Interstadiale z. T. doch so lange Zeit dauerten, bis sich 10—15 cm starke Torfschichten gebildet hatten.

Schluß.

Durch die vorstehenden Ausführungen ist nun m. E. vollgültig erwiesen, daß unter den obersten Glazialablagerungen des norddeutschen Flachlandes (Oberem Geschiebemergel und dem ihn faciell vertretenden

Geschiebesand mit großen Blöcken) vom mittleren Jütland durch ganz Schleswig-Holstein, Nordhannover, Mecklenburg und die Mark, sicher bis in die Berliner Gegend, höchstwahrscheinlich bis in den südlichen Fläming und in die Gegend von Klinge eine gleichaltrige, mächtige Folge von Torfen, Diatomeenablagerungen, Süßwasserkalken usw. mit durchaus gemäßigter, aber diluvialer Fauna und durchaus gemäßigter Flora vorhanden ist.

Die Existenzbedingungen dieser Fauna und Flora sind mit den klimatologischen Verhältnissen, wie sie am Inlandeisrande erwiesenermaßen geherrscht haben (Yoldiatone, Dryastone, Interstadialablagerungen Ostpreußens), völlig unvereinbar; Stechpalme, Sommerlinde, Esche, Buche, Ahorn, Hasel usw., sowie die in Europa ausgestorbenen Arten *Brasenia purpurea* und *Dulichium spathaceum*, ferner z. T. die in Deutschland ebenfalls ausgestorbenen Belgrandien sind darin enthalten, und die Mächtigkeit der mit ihnen in Verbindung stehenden Verwitterungszonen und der als Korrelat dazu in ihnen angehäuften Süßwasserkalklager deuten hier auf eine sehr lange Dauer dieser günstigen Klimabedingungen hin.

Diese Ablagerungen werden allesamt von sehr mächtigem Glazialdiluvium unterteuft, unter welchem an einer ganzen Anzahl Orte direkt ein älteres, ebenso sicher belegtes Interglazial gefunden ist.

Wir haben hier also eine Eisrandschwankung, die schon nach den stratigraphischen Ergebnissen der direkten Beobachtung von südlich des 52. bis nördlich vom 57. Breitengrad sich erstreckt hat, nach den durch die Flora erwiesenen Klimaverhältnissen (warmes, ozeanisches Klima bis in die Lausitz!), aber noch viel weiter nördlich zurückgegangen sein muß.

Diese große Inlandeisschwankung, die durch unter Oberem Geschiebemergel liegende Diatomeenablagerungen, Süßwasserkalke und Torfe belegt ist, läßt sich ebenso durch Pommern, Posen und Westpreußen bis an die äußersten Grenzen Ostpreußens (Purmallen, Löbau) nachweisen und andererseits bis an den Rhein-Hernekanal. In Schleswig-Holstein liegt sicher unter diesem so belegten limnischen Interglazial ein derselben warmen Klimaperiode angehöriges marines Interglazial warmen Charakters (Austernbänke usw.); das aus derselben Periode angegebene marine Interglazial des unteren Weichselgebietes dagegen ist noch unbewiesen und muß bis auf weiteres als sehr zweifelhaft angesehen werden.

Durch die obigen Untersuchungen ist ferner erwiesen, daß in einem älteren Abschnitt des Diluviums eine durch ihre Zusammensetzung und durch die Führung einiger jetzt viel südlicher lebenden Arten, sowie einer ausgestorbenen Form (*Tapes aureus eemiensis*) außerordentlich charakteristische marine Fauna sich von Holland durch ganz Schleswig-Holstein, über Rügen, durch ganz Westpreußen bis in die Gegend von Ostrometzko und Argenau und bis ins nördliche Ostpreußen bis nördlich von Heilsberg verfolgen läßt.

Diese Fauna wird da, wo sie anstehend gefunden ist, fast überall (abgesehen von Ostrometzko-Argenau) von sicherem und sehr mächtigem Glazialdiluvium unterteuft und bei Hamburg-Lauenburg, Grünenthal sowie im südlichen Westpreußen von sicherem Unteren Geschiebemergel überlagert, wie ja auch die Lagerungsverhältnisse am Ristinge Klint usw., trotz der Schollennatur der dortigen Vorkommnisse, einen Zweifel daran, daß diese Fauna vom Unteren Geschiebemergel überlagert wird, kaum noch aufkommen lassen.

Die wurzellosen, verschleppten Schollen dieser Eemfauna bei Dommachau, Neudeck und Heilsberg beweisen, daß das Anstehende, aus dem diese Schollen ausgepflügt sind, weiter nördlich liegen muß; — gerade von diesen verschleppten, nördlichen Schollen ist es aber durch das zahlreiche, primär zwischen den Fossilien und im Schichtverband damit unter den Fossilien liegende — nicht eingepreßte — nordische Material erwiesen, daß diese verschleppten, ursprünglich im Ostseegebiet gelegenen Schollen sicher interglazial, nicht präglazial sind. Es ist also damit erwiesen, daß im alten Diluvium ein Meeresteil von Holland über die cimbrische Halbinsel und Rügen sich durch das Weichseltal bis in die Gegend von Thorn und bis nördlich Heilsberg erstreckt hat, daß also die Hypothese von dem im älteren Diluvium 500—800 m höher liegenden Norddeutschland für sehr große und entscheidende Gebiete jedenfalls nicht haltbar ist und den sicheren Tatsachen widerspricht.

Südlich von dem Gebiet dieser altdiluvialen Transgression und größtenteils noch unter diesen transgredierenden marinen Schichten liegen nun noch interglaziale Süßwasserbildungen, die in großen Teilen Norddeutschlands, sowohl im Westen wie im Osten, durch die Führung der echten *Paludina diluviana*, von *Litoglyphus naticoides* und *Valvata naticina* ausgezeichnet sind.

Es ist also hieraus und aus den vorbeschriebenen Verhältnissen des letzten Interglazials sicher, daß von der Mitte der ersten Interglazialzeit über die Zeit der ganzen zweiten Vergletscherung, stellenweise bis etwa zur Mitte der zweiten Interglazialzeit eine nicht unbeträchtliche Senkung im Gebiete Nordhollands, Schleswig-Holsteins und des unteren Weichseltals bis oberhalb Thorn stattgefunden hat, die große Teile dieses Gebietes unter den Meeresspiegel brachte.

Auf diesen marinen Horizont der Eemfauna als Erosionsbasis, also auf annähernd gleiche Niveauverhältnisse wie heute, deuten auch mit aller Bestimmtheit die »interglazialen« Terrassen der Saale, die von ältestem Glazialdiluvium unterteuft sind, fast rein südliches Material führen und von dem Geschiebemergel der zweiten, sogenannten Hauptvereisung bedeckt werden, im übrigen in Gefällsverhältnissen, Größe, Größe ihrer Gerölle und Größe der durch sie dargestellten Erosionsarbeit zum mindesten den postglazialen Terrassen gleichstehen.

Südliche Flußschotter mit verschwindendem nordischen Material finden sich auch ohne Beziehung zu einem heutigen Flußsystem vom Schmiedeberg-Gräfenheinichener Plateau durch den ganzen Fläming und die Lausitz und lassen sich z. T. bis in die Gegend von Berlin verfolgen, wo sie mit dem Paludinenhorizont in Verbindung treten, während sie in der Senftenberger Gegend auf einer ganz außerordentlich intensiv verwitterten und verlehmten, älteren Grundmoräne aufruhen. Ob diese südlichen Flußschotter alle demselben Interglazial angehören, ist bisher nicht erwiesen, z. T. sogar sehr unwahrscheinlich; es werden sich wohl in beiden Interglazialzeiten ähnliche Verhältnisse dort herausgebildet haben.

Was endlich die Intensität und Tiefgründigkeit der interglazialen Verwitterungserscheinungen in den älteren glazialen Ablagerungen anbetrifft, so ist diese auffallender- oder vielmehr bezeichnenderweise dieselbe von Nordschleswig (Sylt, Föhr) durch ganz Schleswig-Holstein, Nordhannover, Mecklenburg und die Mark bis in die Lausitz, bis in die Senftenberger Gegend! — 13 m bis gegen 20 m, z. T. noch mehr, beträgt die Tiefe dieser alten Verwitterungsschicht, die großenteils auf das auffälligste an den südalpinen Feretto erinnert. Mehrfach sind in demselben Profile zwei derartige Verwitterungszonen untereinander nachgewiesen!!

Dadurch, daß nun im mittleren Elbegebiet und in Schlesien der Nachweis geführt ist, daß zwischen die Ablagerung des Löß und den Absatz des älteren Diluviums sich überall eine Zeit sehr intensiver Denudation und Erosion einschiebt, die das ältere Diluvium an manchen Stellen fast zerstört, an den meisten Stellen aber stark verringert und den älteren Geschiebemergel, bzw. dessen obere Schichten oft in eine Steinsohle verwandelt hat, ist auch erklärt, warum die Verwitterungszonen im älteren Diluvium so relativ selten zu finden sind und auch erwiesen, daß der Löß nicht interglazial sein kann, sondern zeitlich glazial sein muß, und soweit er flächenhaft und oberflächenbildend auftritt, der letzten Vergletscherung entspricht. Damit ergibt sich denn auch die Möglichkeit, die im rheinischen Löß beobachteten Verlehmungszonen, die den jüngeren Löß vom älteren trennen und in letzterem drinliegen, in Verbindung zu bringen mit den beiden interglazialen Verwitterungszonen, die in Schleswig-Holstein, Nordhannover und der Mark nachgewiesen sind, wie das ja für den Löß der Altenburger Gegend mit Hilfe dieses Mittels schon geglückt ist.

Daß die mittlere, bisher sogenannte »Haupt«vereisung wirklich erheblich wesentlicher und ausgedehnter gewesen ist, als die erste und letzte, dafür läßt sich nicht nur kein Beweis finden, sondern im Gegenteil — es deuten gewisse Anzeichen darauf hin, daß die erste Vereisung vielleicht noch etwas (wenigstens lokal) ausgedehnter und mächtiger gewesen ist, als die anderen.

Die oberste, älteste Terrasse des Wesergebietes ist bei weitem die mächtigste; in der Gegend südlich von Halle-Weißenfels geht die Grund-

moräne der untersten Vereisung vielleicht noch etwas weiter südlich als die der zweiten Vergletscherung; das unter der Eemzone, bzw. unter dem Paludinenhorizont liegende Glazialdiluvium ist stellenweise (Berlin! Tondern) sehr beträchtlich mächtig und wesentlich mächtiger als das darüberliegende, mittlere Glazial; — fehlt dafür aber in der Gegend von Ostrometzko-Argenau ganz. Erste und zweite Vereisung müssen also im wesentlichen gleich erheblich gewesen sein[1]). Die letzte Vergletscherung überschreitet zwar nirgends die Aller und Ohre und geht nur bis an die Südgrenze der Mark und Posens, ist dafür aber im Osten stellenweise ganz besonders mächtig entwickelt, und im Vergleich mit den sonst von den diluvialen Vereisungen bedeckten Gebieten spielen die im Westen und Süden Norddeutschlands von der letzten Vergletscherung freigelassenen Landstriche keine wesentliche Rolle mehr. — Auch die letzte diluviale Vereisung steht — in Deutschland — ihren Vorgängern nicht so sehr wesentlich nach, und die diesbezüglichen älteren Annahmen beruhen im wesentlichen auf den inzwischen als völlig falsch erwiesenen Voraussetzungen von dem sehr gering mächtigen »Oberen« und dem kolossalen »Unteren« Geschiebemergel.

Daß die so verschiedene Mächtigkeit des Diluviums, das über dem jüngeren, so gleichartig von Nordjütland bis in die südliche Mark und bis Ostpreußen verbreiteten Interglazial liegt, speziell die so ungleiche Mächtigkeit des Oberen Geschiebemergels, kein Grund sein kann, an der Gleichaltrigkeit dieses jüngeren Interglazials zu zweifeln, ergibt sich aus der einfachen Überlegung über die Bildungsweise der Grundmoränen. Diese können der Art ihrer Entstehung nach nicht mit der Gleichmäßigkeit eines marinen Horizontes den Untergrund überziehen. Sie häufen sich mächtig an in vorhandenen Senken und sind auf ein Minimum reduziert über den Höhen, abgesehen von dem fundamentalen Unterschied der Ablagerung je nach der Nähe des Exarations- und des Akkumulationsgebietes. Während in der Nähe des baltischen Höhenrückens das Diluvium 200—> 300 m Mächtigkeit erreicht, ist es im mittleren Schweden, in Oeland und in Estland auf große Erstreckung fast völlig ausgefegt, und der blanke archäische Fels, bzw. silurische Kalk liegt dicht unter der Oberfläche — in Gebieten, in denen die Inlandeisdecke erheblich länger gelegen hat als in Norddeutschland. Derartige, aber mehr lokale Exarationsgebiete, in denen das gesamte Diluvium auffällig gering mächtig ist, kommen auch noch in Norddeutschland vor, z. B. in der

[1]) Für die Entscheidung, welches die »Haupt«vergletscherung gewesen ist, wäre es ausschlaggebend, wenn es sich feststellen ließe, zu welcher Eiszeit die in SO.-England auftretenden Moränen mit norwegischen und baltischen Geschieben gehören (vgl. die betr. Studien von Milthers!, der diese höchst wichtigen Tatsachen festgestellt hat!) Auch Gottsche hat festgestellt, daß Geschiebe des Südwestbaltischen Untereocäns (Untereocäne Aschentuffe = »Cementstein«) in Südostengland als Geschiebe vorkommen (persönliche Mitteilung an mich, 3 Tage vor seinem Tode).

Lübischen Mulde, während dicht daneben schon 238 m mächtiges Diluvium liegt.

Trotz eingehendsten Bemühens aber haben sich weder aus dem Studium der stratigraphischen Verhältnisse, noch aus dem der Interglaziale und der Verwitterungszonen, noch aus dem der Terrassenbildungen auch nur die geringsten Anzeichen dafür ergeben, daß in Norddeutschland mehr als drei Vereisungen vorhanden gewesen sind. Sämtliche kritisch durchgearbeitete und mit Tatsachen belegte Beobachtungen und Erwägungen deuten übereinstimmend auf drei Vereisungen und zwei Interglaziale, mehr sind nicht zu finden, und auf weniger lassen sich die vorhandenen Tatsachen, ohne ihnen offenbare Gewalt anzutun, nicht reduzieren!

Ältere Glazialablagerungen als die nicht weiter gliederbaren unter der Eemzone und dem Paludinenhorizont sind überhaupt nicht nachzuweisen; die Terrassen, die älter sind als das ältere Interglazial, sind schon sicher präglazial und stehen weder mit irgend welchen Glazialbildungen in Verbindung, noch führen sie nordisches Material — die erste (Günz) Eiszeit der Alpen ist in Norddeutschland nicht vorhanden, ebensowenig das postglaziale Bühlstadium!

Von den Monoglazialisten aber und ihren schwankenden Mitläufern, die alle zwei Jahre ihre Ansicht über die Zahl der Eiszeiten und über die Bedeutung der Interglazialzeiten und der Interglazialablagerungen ändern, muß nun verlangt werden, daß sie sich in Zukunft nicht weiter in allgemeinen Spekulationen über die theoretische und »physikalische« Unmöglichkeit der beobachteten Verhältnisse, über die diluvial viel höhere Lage Norddeutschlands und angrenzender Gebiete, über unregelmäßig wechselnde Hebungen und Senkungen oder staffelförmig erfolgende Einbrüche Norddeutschlands und der Atlantis, über Absperrung oder Verbindung der Interglazial- und Präglazialmeere mit der »kalten Nordatlantis«, über das Vorstoßen des Inlandeises mitten in eine sehr gemäßigte Vegetation, über das »noch ungenügend bekannte« Klima der Diluvialzeit, über Verschiebung des Pols und der Polarnacht und ähnliche unbeweisbare oder den sicheren Tatsachen widersprechende Hypothesen ergehen, sondern daß sie nun ihrerseits die erwiesenen Tatsachen als solche anerkennen und nicht die klarsten und augenscheinlichsten, stratigraphischen und petrographischen Tatsachen durch Hyperkritik und die gezwungensten Umdeutungen aus der Welt zu schaffen suchen (Umdeutung einwandfreier, von allen vorurteilsfreien Fachgenossen anerkannter Moränen in »steingemischten Ton« oder in »Abhangsschutt« im tischplatten Gebiet, wo keine höheren Gehänge da sind, usw.).

Für diejenigen, die die interglaziale Natur der hier als limnisches Interglazial II zusammengefaßten Bildungen noch ferner bestreiten wollen, soweit diese Bildungen nicht unter Geschiebemergel, sondern

nur unter Geschiebesand liegen, d. h. also bei der überwiegenden Mehrzahl der jüngeren Interglaziale in Nordosthannover, in Schleswig-Holstein und in der Mark Brandenburg, erwächst nun also vor allem die Pflicht, die bisher festgestellten Tatsachen, die nicht mehr zu bestreiten sind, auf andere Weise wirklich zu erklären, d. h. also nachzuweisen, 1) wie diese Geschiebesande (zum erheblichen Teil mit großen, geschliffenen Geschieben) postglazial entstanden und über die Interglaziale hinübergekommen sind, 2) in welchem Zeitraum der Postglazialzeit sich diese warmen Floren und Faunen mit noch sicher diluvialen Organismen (*Rhinoceros*, *Belgrandia*, *Brasenia*, *Dulichium* usw.) gebildet haben und abgelagert sind und wie sie in die sonst bekannte Reihenfolge der Postglazialablagerungen: Yoldiazeit, Ancyluszeit, Litorinazeit bzw. Kieferzeit, Eichenzeit, Buchenzeit hineingebracht werden sollen (S. 353).

Mit der bloßen Behauptung: diese Bildungen seien nicht interglazial sondern postglazial (Winterhude, Lauenburg, Kuhgrund), ist es nicht gethan.

Wenn die Monoglazialisten und ihre schwankenden, haltlosen Mitläufer auch nur die Hälfte ihrer Kritik und Hyperkritik, die sie so gänzlich unfruchtbar den Interglazialen und deren Lagerungsverhältnissen angedeihen lassen, an ihre eigenen Beobachtungen, die in der Regel sehr mangelhaft und anfechtbar sind, und an die Grundlagen ihrer eigenen theoretischen Anschauungen legen wollten, statt das sicher und einwandfrei Festgestellte immer und immer wieder anzuzweifeln und »fortzuerklären«, so wären unsere Kenntnisse über die Zusammensetzung und Gliederung des Diluviums schon wesentlich weiter fortgeschritten. — Ein großer Teil der anscheinend oder angeblich vorhandenen Unsicherheit in der Frage der Zahl und des Alters der Interglaziale ist in die an sich klaren und einfachen Verhältnisse erst künstlich durch falsche Parallelisierungen und durch gewaltsame Umdeutungen an sich einwandfreier und klarer Beobachtungstatsachen hineingebracht worden.

Es ist m. E. selbstverständlich, und ich bin mir selbst darüber nicht im Unklaren, daß dieser erste Versuch, alle für die Gliederung des Norddeutschen Diluviums verwertbaren Argumente: Interglaziale, Verwitterungszonen, Terrassen aus der schier unübersehbaren und sehr ungleichwertigen Literatur herauszuschälen und nach einem einheitlichen Gesichtspunkt zu verarbeiten, mit allerlei Unvollkommenheiten belastet ist, und daß manche der hier vorgenommenen Parallelisierungen und vorgetragenen Anschauungen wohl noch einer Revision bedürftig sind. Nachdem jetzt aber durch mehr als 40 Jahre eine solche Fülle von Einzelbeobachtungen über das Norddeutsche Diluvium zusammengebracht ist, ohne daß — abgesehen von F. Wahnschaffes

»Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes« — ein Versuch gemacht wäre, den immer wiederholten Angriffen der Monoglazialisten alles dasjenige geschlossen entgegenzuhalten, was wir an tatsächlichen Argumenten gegen ihre Anschauungen wirklich schon besitzen, und da eine ganze Anzahl der wichtigsten Argumente hierfür z. T. in schwer zugänglichen — z. T. dänischen — Spezialarbeiten vergraben und wenig bekannt geworden sind, so habe ich geglaubt, einmal den Versuch wagen zu sollen, aus allen diesen Spezialbeobachtungen ein einheitliches Bild zu schaffen. Zum mindesten soll es zur Kritik und damit zu weiterem Fortschritt Anlaß geben.

Dahlem, 25. April 1913.

(Ein Nachtrag folgt im nächsten Heft!)

Kritik der außeralpinen Interstadiale.

Von **O. v. Linstow** (Berlin).

Verzeichnis der besprochenen Örtlichkeiten.

I. Dänemark. Brørup S. 507. Ejstrup S. 507. Esbjerg S. 507. Höve S. 508. Hostrup S 508. Selbjerg S. 508. Skaerumhede S. 509. Vendsyssel S. 509.

II. Deutschland. Bitterfeld S. 510. Burg S. 511. Deuben S. 512. Elbing S. 513. Fleestedt S. 514. Halbe S. 514. Hameln S. 514. Höxter S. 515. Honerdingen S. 516. Itzehoe, Rensing und Innien S. 516. Kaiser-Wilhelm-Kanal S. 516. Klinge S. 517. Klösterlein S. 517. Körbisdorf und Bedra S. 518. Lübeck und Oldesloe S. 518. Lünebnrg S. 519. Lütjen-Bornholt S. 519. Marienwerder S. 520. Masuren S. 520. Mehlsack S. 521. Nindorf S. 522. Oeynhausen S. 522. Purmallen und Gwilden S. 523. Rheingebiet S. 524. Rixdorf S. 524. Saßnitz S. 525. Stade S. 526. Süßenborn S. 529.

III. England. Hoxne S. 529. Mundesley, Bacton und Ostend S. 530.

IV. Schottland. Cleongart S. 530. Woodhill Quarry S. 531.

V. Schweden. Alnarp S. 531. Bjeresjöholm S. 531. Hven S. 532. Klågerup S. 532. Thorsjö S. 533.

Durch zahlreiche Beobachtungen ist erwiesen, daß das Eis der letzten Vereisung nicht kontinuierlich, sondern oszillierend vorgedrungen und sich zurückgezogen hat. Dafür spricht u. a. das Auftreten zahlreicher Geschiebemergelbänke in einem Profil, die durch fossilfreie, glaziale Sedimente von oft geringer Mächtigkeit getrennt sind. Derselbe Vorgang wird sich naturgemäß auch bei älteren Vereisungen abgespielt haben, nur sind die so entstandenen Eissedimente oft durch jüngere verhüllt und somit der Beobachtung entzogen, oder auch später mehr oder weniger zerstört.

Das Ausmaß dieser oszillierenden Bewegungen des Eisrandes war verschieden groß. Teils waren die Schwankungen des Eises so gering, daß sich auf dem für kurze Zeit eisfrei gewordenen Gebiete eine Fauna oder Flora nicht ansiedeln konnte, teilweise schmolzen die Gletscher aber auch so weit zurück, daß von Süden her eine Vegetation Platz greifen konnte, oder Lebewesen in der eisfreien Zone Existenzmöglichkeiten

vorfanden. Nach dieser Besiedelung erfolgte wieder ein Vorstoß des Eises, so daß nunmehr die Sedimente mit Fauna und Flora von Glazialbildungen sowohl unter- wie überlagert erscheinen. Die geringe Entfernung dieser Bildungen von dem jedesmaligen Eisrande hatte zur Folge, daß die in ihnen eingeschlossenen Faunen und Floren abgesehen von klimatisch indifferenten Typen aus borealen oder arktischen Elementen bestanden, jedenfalls keine Formen führten, die zu ihrer Existenz mit Notwendigkeit ein gemäßigtes oder gar warmes Klima beanspruchten. Derartige Sedimente sind als Interstadialbildung bezeichnet[1]) worden, und es entspricht der oszillierenden Bewegung des Inlandeises, daß wir unter Umständen eine ganze Anzahl solcher fossil- oder pflanzenführenden Ablagerungen zwischen Moränenbänken eingeschaltet im Profil erwarten können.

Verfolgen wir den historischen Vorgang zwischen zwei Eiszeiten, so begann nach dem Maximum der älteren Vereisung ein langsamer Rückzug, genauer ein Abschmelzen des Eises, ein Vorgang, der immer wieder durch kleinere oder größere Vorstöße unterbrochen war und unter Umständen die in Frage stehenden Interstadiale liefern konnte. Schließlich war in dem eisfreien Gebiete die Entfernung vom Eisrande so groß, daß sich Floren und Faunen von gemäßigtem Charakter ausbreiten konnten, in diesem Falle reden wir von Interglazialbildungen. Danach vollzog sich der umgekehrte Prozeß, das Klima verschlechterte sich, und das Eis drang von neuem oszillierend vor, um das Interglazial unter sich und seinen Moränen zu begraben. Schließlich erfolgte der Rückzug des Eises wieder oszillierend, ja selbst zur Beginne der Postglazialzeit lassen sich in dem nunmehr völlig eisfreien Gebiete klimatische Schwankungen nachweisen, nämlich in Dänemark[2]) (nördliches Seeland; »Alleröd-Oszillation«), in Deutschland)[3] (Kaiser-Wilhelm-Kanal in Schleswig-Holst.) und in Norwegen[4]).

Untersuchen wir die Interglaziale näher, so liegt es in der Natur der Sache, daß nach dem Verschwinden der letzten, durch Oszillation des Eisrandes erzeugten Moränenbank einer älteren Vereisung nicht sofort klimatische Bedingungen eintraten, die etwa den heutigen Verhältnissen entsprechen. Vielmehr muß man annehmen, daß sich der Übergang von dem arktischen über das boreale zum gemäßigten Klima ganz allmählich

[1]) Der Ausdruck »interstadial« zuerst erwähnt 1894 in der Abh. v. Penck Brückner und du Pasquier: Le système glaciaire des Alpes, Bulletin de la soc des Sc. nat. de Neuchâtel. Neuchâtel 1894, Sonderabdruck p. 18; der Ausdruck »interglazial« 1865 in: Heer, Urwelt der Schweiz, 1. Aufl., Zürich 1865, p. 533.

[2]) N. Hartz, Alleröd-Gytje und Alleröd-Mull. Medd. Dansk. Geol. Foren. Bd. 4. H. 1. p. 85—92. Köbenhavn 1912.

[3]) C. Gagel, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Schr. d. Natw. V. f. Schleswig-Holstein. Bd. XV. Heft 2. 1912. p. 242.

[4]) V. Nordmann. Alleröd-Oszillationen og Kristianiafjordens senglaciale Danelser. Medd. Dansk. Geol. Foren. Bd. 4. H. 1. p. 94—96. Köbenhavn 1912.

vollzog, wie sich umgekehrt auch am Ende einer Interglazialzeit eine Verschlechterung des Klimas infolge des erneuten Heranrückens des Eises geltend machte. Daher müssen wir bei den Interglazialbildungen selbst weitere Unterscheidungen machen und drei Perioden abtrennen, eine untere kalte, eine mittlere warme und eine obere kalte.

Ein ähnlicher Vorgang wird sich auch zur Präglazialzeit abgespielt haben, hier folgte auf ein warmes Präglazial infolge Verschlechterung des Klimas ein kaltes, das durch Oszillationsprodukte des weiter herannahenden Inlandeises abgelöst wurde. Die so gebildeten fossilführenden Ablagerungen müßten als Interstadial I bezeichnet werden; da aber die nächstjüngere Interstadiale, die dann die Bezeichnung II zu tragen hätte, mit dem Interglazial I in Verbindung steht, so sollen die ältesten Interstadiale als **Prästadial** aufgeführt werden, die zum Interglazial I gehörenden als Interstadial I, die des Interglazials II als Interstadial II und endlich die beim Abschmelzen des Oberen Geschiebemergels erzeugten Sedimente mit arktischen Resten als **Poststadial.**

Bei der Abgrenzung des Interstadialbegriffes in der Praxis erhebt sich sofort eine Schwierigkeit. Es fragt sich nämlich, soll man als Interstadiale nur die Bildungen mit arktischem und borealem Inhalt auffassen, die zwischen den oszillierenden Moränenbänken liegen, oder soll man den Begriff etwas weiter fassen und auch noch die beiden kalten Interglaziale hineinziehen? Zugunsten der letzteren Auffassung ließe sich manches anführen, so einmal die meist erhebliche Übereinstimmung der Faunen und Floren in den Oszillationsprodukten und den kalten Interglazialen. Ferner wird es in der Praxis sehr oft unmöglich sein, zu unterscheiden, ob die arktische Fauna und Flora mit den Schwankungen des Eisrandes in Verbindung steht oder zu Bildungen gehört, die als Vorläufer oder Nachzügler eines echten Interglazials aufzufassen sind. Derartige Fragen erheben sich z. B., wenn man ein Profil beobachtet

Glazial
Sedimente mit arktischen Inhalt
Glazial,

und der Beweis, daß die beiden Glaziale zu einer und derselben oder zu verschiedenen Eiszeiten gehören, ist nicht immer mit Sicherheit zu führen. Ebenso ist folgendes Profil nicht eindeutig:

a) Glazial
b) Sedimente mit arktischem Inhalt
c) Fossilfreie Sande und Kiese
d) Sedimente mit arktischem Inhalt
e) Glazial.

Hier wäre die Schicht b) dann ein echtes Interstadial, wenn es sich von den unter ihr liegenden Sanden und Kiesen zeigen ließe, daß sie sich weiterhin in Glazialbildungen fortsetzten oder als Auswaschungsprodukte ein und derselben Grundmoräne aufzufassen wären.

Diese Unsicherheiten dürfen uns indessen nicht veranlassen, den historischen Vorgang zu vernachlässigen, nach dem sich in der Tat echte Interstadialbildungen an kalte Interglaziale anschließen, die ihrerseits nun wieder allmählich in ein warmes Interglazial übergehen. Wir begreifen daher unter Interstadialbildungen nur solche, die mit glazialen wechsellagern und von letzteren eingeschlossen werden, und trennen von ihnen die kalten Interglaziale ab, trotzdem in der Praxis, wie wir sehen werden, bis jetzt noch kein einziges Beispiel bekannt geworden ist, bei denen von unten nach oben sämtliche Glieder: Glazial — älteres Interstadial — kaltes Interglazial — warmes Interglazial — kaltes Interglazial — jüngeres Interstadial — Glazial — lückenlos nachgewiesen sind (doch siehe Stade, S. 526).

Die in Frage stehenden Ablagerungen sind von den einzelnen Forschern verschieden benannt worden, wie aus der folgenden Tabelle hervorgeht.

Tabelle I.

	deGeer 1884	Torell 1887	Holst 1895 Nach der Lagerung	Holst 1895 Nach der Bildungszeit	C. A. Weber 1896	Hennig 1900	Siegert 1908		Wahnschaffe 1909	Harbort 1910
Jüngeres Glazial	Reines Glazial ohne Fauna und Flora auf primärer Lagerstätte									
Jüngeres Interstadial	Intramoränal	Infraglazial	Intramoränal	Interglazial	Interoszillations-Bildungen	Intraglazial oder Intermoränal	Ablagerungen der Vorstoßzeit	Intermoränal	Interstadiär	Interoszilläre Bildungen od. Interstadial
Interglazial					Interglazial	Interglazial	Ober. (kalt.) Interglazial		Interglazial	Interglazial
							Mittl. (warm.) Interglazial			
							Unter. (kalt.) Interglazial			
Älteres Interstadial					Interoszillations-Bildungen	Intraglazial oder Intermoränal	Ablagerungen der Rückzugszeit		Interstadiär	Interoszilläre Bildungen od. Interstadial
Älteres Glazial	Reines Glazial ohne Fauna und Flora auf primärer Lagerstätte.									

Nehmen wir im außeralpinen Gebiet drei durch zwei Interglazialzeiten unterbrochene Vereisungen an, so würde sich ein vollständiges Schema folgendermaßen ausnehmen.

Tabelle II.

Warmes, Kaltes } Postglazial
Poststadial
Glazial III
(Jüngste Vereisung; Oberer Geschiebemergel usw.)
Jüngeres Interstadial II
Interglazial II { oberes, jüngeres, kaltes; mittleres, warmes; unteres, älteres, kaltes
Älteres Interstadial II
Glazial II
(Mittlere Eiszeit)
Jüngeres Interstadial I
Interglazial I { oberes, jüngeres, kaltes; mittleres, warmes; unteres, älteres, kaltes
Älteres Interstadial I
Glazial I
(Älteste Eiszeit)
Prästadial
Kaltes, Warmes } Präglazial
Pliocän

Dem Fossilinhalte nach haben wir ferner marine und terrestrische Interstadiale zu unterscheiden, und letztere trennen sich weiter in fluviatile und Süßwasserbildungen.

Bei der Tabelle II ist zu berücksichtigen, daß die einzelnen Horizonte — unter der Annahme von drei getrennten Eiszeiten — stratigraphische Bedeutung haben sollen. Es ist daher durchaus untunlich, in einem Gebiete, in dem ältere Vereisungen fehlen, die vor dem Beginne der letzten Vereisung gebildeten Produkte etwa als »präglazial« zu bezeichnen, da sie zeitlich in keiner Weise den vor der ältesten Vereisung entstandenen Ablagerungen entsprechen, sondern ungleich jünger sind.

In den folgenden Ausführungen, die auf Vollständigkeit keinen Anspruch machen, ist versucht worden, alle Ablagerungen mit arktischem

oder subarktischem Inhalt daraufhin zu untersuchen, ob sie als echte Interstadialbildungen aufzufassen oder den kalten Interglazialen zuzuweisen sind. Diese Untersuchung ist umsomehr als ein vorläufiger Versuch aufzufassen, als es heute nach Sachlage der Verhältnisse in vielen Fällen unmöglich ist, jede Ablagerung dieser Art einem bestimmten Horizonte unseres Systems einzuordnen.

I. Dänemark.

Brørup (südl. Jütland).

Literatur: N. Hartz, Bidrag til Danmarks tertiaere og diluviale Flora. Danmarks geol. Unders. II. R. N. 20. Kjøbenhavn 1909.

Unter 2—5 m Geschiebesand liegt eine Anzahl interglazialer Moore (2—3 m Torf), die in den obersten und untersten Lagen subarktische Pflanzenreste enthalten (*Betula nana* und *subalpina*), während die wärmeren Arten auf die mittleren beschränkt sind. Das Liegende besteht teils aus Geschiebemergel, teils aus fluvioglazialen Sanden. Die Ablagerung ist daher wohl nicht interstadial, sondern gehört möglicher Weise zum jüngeren Interglazial, ihre hangenden und liegenden Abteilungen demnach zum oberen und unteren Interglazial II.

Ejstrup (südl. Jütland).

Literatur: N. Hartz, Bidrag til Danmarks tertiaere og diluviale Flora. Danmarks geol. Unders. II. R., N. 20, Kjøbenhavn 1909.

An der Basis eines ungestörten, bis 7 m mächtigen Lebertorfes mit *Picea* und *Carpinus* (letzte Interglazialzeit) liegen steinfreie Tone mit *Dryas octopetala* und *Salix polaris*. Das Hangende wird von recht mächtigen Diluvialsanden gebildet. — Wohl keine Interstadialbildung, sondern älteres Interglazial II.

Esbjerg (südwestl. Jütland).

Literatur: Madsen, Istidens Foraminiferer i Danmark og Holsten. Medd. Dansk. Geol. Foren. 2. Kjøbenhavn 1895.

C. Gottsche, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. II. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg. Bd. 14, 1898, p. 14.

E. Geinitz, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. XVI. Stuttgart 1902. p. 65.

N. V. Ussing, Danmarks Geologi. Danm. geol. Unters. 3. Udg. Kjøbenhavn 1913.

Unter 1,5—1,7 m entkalkter Grundmoräne (ohne baltische oder norwegische Geschiebe) liegen 6—7 m Yoldiaton, der von einer sandigen Moräne unterteuft wird. An Arten wurden bestimmt *Yoldia arctica*, *Astarte compressa*, *Tellina calcarea*, *Saxicava pholadis*, *Mya truncata*.

Die Altersverhältnisse sind nicht recht sicher. Da nach Ussing diese Ablagerungen wahrscheinlich älter als das letzte Interglazial sind und sie nach Madsen von echtem Geschiebemergel unterlagert werden,

so sind sie wohl zum Interstadial I zu stellen, vielleicht aber auch mit einem Teil der westpreußischen Vorkommen (Elbing, Marienwerder) gleichaltrig.

Höve (nördl. Seeland).

Literatur: Milthers, Medd. Dansk. Geol. Foren 6. 1900, p. 37.
E. Geinitz, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. XVI. Stuttgart 1902, p. 80—81.

Unter 1,6 m Geschiebelehm treten wohlgeschichtete steinfreie Tone auf, in deren tieferen Lagen massenhaft Schalen von *Tellina calcarea* vorkommen. Die Fauna, die der des Yoldiatones ähnlich ist, könnte zu einem kalten Interglazial II gehören oder zum Poststadial.

Hostrup (nördl. Jütland).

Literatur: Ussing, Vidensk. Medd. Naturh. Foren. 1903, p. 111.
E. Geihitz, Das Quartär von Nordeuropa. Stuttgart 1904, p. 207.

Bei Hostrup handelt es sich um einen Ton mit marinen borealen oder arktischen Muscheln, der von Sanden mit borealer Fauna überlagert wird. Das Hangende besteht aus Grundmoräne, das Liegende aus Tertiär. Der genaue geologische Horizont ist ebenso unsicher wie bei Esbjerg (kaltes Interglazial I oder älteres Interstadial I).

Selbjerg (Halbinsel Hannäs).

Literatur: V. Madsen, V. Nordmann, K. J. V. Steenstrup og E. Østrup, Leda pernula Leret ved Selbjerggaard i Vester Henherred. Medd. Dansk. Geol. Foren. 6. 1900, p. 1—18.
E. Geinitz, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. XVI. Stuttgart 1902, p. 69.

In einem Ton fand sich als Scholle im Diluvium abgesehen von zahlreichen Foraminiferen und Diatomeen eine boreale Fauna, nämlich

Mytilus edulis,
Leda pernula,
Nucula tumidula,
» *tenuis*,
Tellina baltica,
» *calcarea*,
Solen ensis,
Saxicava arctica,
Mya truncata,
Litorina ?

Das Hangende des Tones ist eine Grundmoräne mit zahlreichen großen Geschieben.

Da das Eis der letzten Vereisung das in Frage stehende Gebiet nicht mehr überzogen hat, so käme für das Alter des Tones mit arktischen Elementen nur ein kaltes Interglazial I oder das kalte Präglazial in Betracht.

Skaerumhede (nördl. Jütland).

Literatur: A. Jessen, V. Milthers, V. Nordmann, V. Hartz og A. Hesselbro, En Boring gennem de kvartaere Lag ved Skaerumhede. Danmarks geol. Unders. II. R. No. 25. Kjøbenhavn 1910. 175 pag. med 3 tavler.

Bei Skaerumhede westlich von Fredrikshavn in Vendsyssel wurde 1905 eine Tiefbohrung niedergebracht, die über obersenoner Schreibkreide (199,8—235,5 m) eine Grundmoräne von ausgesprochen ostbaltischem Charakter antraf, norwegische und westschwedische Geschiebe fehlten (180,3—199,8 m). Darüber lagen drei Schichten, die von unten nach oben ganz allmählich eine abnehmende Temperatur erkennen ließen: über der Grundmoräne folgten lusitanische Formen (*Turritella terebra* usw.; 106,4—180,3 m), dann die *Abra nitida*-Gruppe mit subarktischem Charakter (97,9—106,4 m), die von arktischen Mollusken (*Portlandia arctica* usw.; 57,4—97,9 m) überlagert wurde. Das Hangende besteht aus fluvioglazialen Sanden und Kiesen, die verschwemmte Pflanzenreste und abgerollte marine Mollusken führten. Diese Schichten werden weiterhin von einer Moräne überlagert, die an anderen Stellen von spätglazialen Yoldiatonen bedeckt werden.

Nach diesen Lagerungsverhältnissen handelt es sich, zumal sich die zwischen den Moränen eingeschlossenen Fossilien auf primärer Lagerstätte befinden, nicht um ein Interstadial, sondern um ein echtes Interglazial, bei dem allerdings auffällt, daß das untere kalte Interglazial nicht entwickelt ist. Da aber die tiefere Moräne aufgearbeitete arktische Reste führt (*Yoldia arctica*, *Tellina calcarea*, *Saxicava arctica*), kann man annehmen, daß diese dem tiefsten Teile des Interglazialprofils entstammen und von dem vordringenden Eise zerstört wurden, falls es sich nicht um ein älteres Yoldiameer (Interglazial I) handelt. Wir stellen daher die Schichten mit den primären arktischen Mollusken zum oberen Interglazial II.

Wegen vieler interessanter Einzelheiten sei auf die Arbeit selbst verwiesen.

Vendsyssel.

Literatur: V. Milthers, Vendsyssels aeldre Yoldialer og den glaciale Lagfølge i Jylland. Medd. fra Dansk. Geol. Foren. Bd. 3. No. 13. Kjøbenhavn 1907, p. 1—12.

An zahlreichen anderen Punkten des nördlichen Jütland (Vendsyssel) ist ein Yoldiaton bekannt, der *Yoldia arctica*, *Tellina calcarea*, *Saxicava rugosa*, *Mya truncata* und *Balanus* sp. führt. Er umschließt nicht selten größere Partieen von Sand und Kies nebst zerbrochenen Schalen von *Cyprina islandica*, *Astarte borealis*, *Tellina baltica*, *Zirphaea crispata*, *Turritella terebra*, *Balanus* sp. und *Oculina prolifera*. Überlagert wird dieser Ton von Moränensand, Geschiebesand und diluvialen Kiesen, Bildungen, die im südöstlichen Jütland mit der obersten Grundmoräne gleichaltrig sind. Danach dürfte dieser Yoldiaton mit seiner arktischen Fauna dem jüngeren Interglazial angehören. Bemerkenswert ist bei diesem Vorkommen,

daß der Ton, wie eben angeführt, ältere, etwas gemäßigtere (boreale) Formen aufgearbeitet enthält, sodaß es sich hier um ein jüngeres kaltes Interglazial handeln dürfte. Obwohl MILTHERS zeigen konnte, daß unter den Schichten mit der borealen Fauna sofort wieder eine Grundmoräne, vielleicht diejenige der mittleren Vereisung, folgt, so kann man doch aus dem Fehlen von gemäßigten Formen nicht den Schluß ziehen, daß es in dieser Gegend wegen seiner nördlichen Lage zur Entwicklung eines warmen Interglazials überhaupt nicht mehr gekommen sei. Denn wir haben soeben (bei Skaerumhede) gesehen, daß in Nordjütland noch Schichten mit gemäßigter Fauna auftreten, die eine Mächtigkeit von über 70 m besitzen. Man muß daher annehmen, daß die Ablagerungen mit gemäßigtem Inhalt auf irgendeine Weise der Erosion oder Abrasion zum Opfer gefallen sind.

Die obersten Schichten des fossilführenden Profils dürften daher zum jüngeren Interglazial II gehören.

II. Deutschland.

Bitterfeld.

Literatur: O. v. LINSTOW, Die geologischen Verhältnisse von Bitterfeld und Umgegend. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 33, p. 754—830. Stuttgart 1912.
O. v. LINSTOW, Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Bitterfeld-Ost und Bitterfeld-West. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1910. II, p. 555.

Auf der Grube Leopold bei Bitterfeld war von 1910 an über der Braunkohle ein durch den ganzen Tagebau zu verfolgender Kalk-Faulschlammhorizont (mit 59,3 v. H. $CaCO_3$) zu beobachten, der, abgesehen von *Elephas primigenius*, *Bison priscus*, *Canis lupus*, *Rangifer groenlandicus* und *Equus*, folgende Conchylien enthielt (durch H. MENZEL bestimmt):

Limnaea ovata Drp.,
» *peregra* Müll.,
Planorbis Stroemi West.,
» *borealis* Lovén,
Valvata sp.,
Sphaerium corneum L.,
» *mamillatum* West.,
Pisidium sp.

Das primäre Auftreten wird dadurch sichergestellt, daß die leicht zerbrechlichen Schalen wie z. B. von *Limnaea* mit der Mündung erhalten vorliegen. Dieser Kalk-Faulschlamm, der eine Mächtigkeit von 1,2 bis 4 m besitzt, wird unter- und überlagert von $^1/_2$—3 m mächtigen sandigen Kiesen, die sowohl im Hangenden wie im Liegenden des Faulschlammes regelmäßig an ihrer Basis weit über kopfgroße nordische Geschiebe führen: das typische Bild einer in situ verwaschenen Grundmoräne.

Der stratigraphische Horizont ist nicht ganz sicher. Hält man — wie Verf. will — die obere verwachsene Moräne für eine Ablagerung der letzten Eiszeit, so ist doch die Stellung der tieferen Moräne unbestimmt.

Entweder kann sie ein Oszillationsprodukt derselben jüngsten Vereisung sein oder der mittleren Vereisung entsprechen. Im letzteren Falle würde es dann freilich auffallen, daß hier keine echten Interglazialbildungen abgelagert wurden, sondern nur eine auf arktische Verhältnisse hinweisende Fauna. Das Natürlichste ist jedenfalls anzunehmen, daß wir es mit zwei Bänken ein und derselben Moräne zu tun haben, die wegen ihrer geringen Mächtigkeit bald ausgewaschen wurde und auf geringe Entfernung oszillierte. Wir fassen daher diese Faulschlammbildung als ein Oszillationsprodukt der jüngsten Vereisung auf, wobei es noch unsicher bleiben muß, ob sie beim Herannahen der letzten Eiszeit oder, was wohl wahrscheinlicher ist, beim Rückzug derselben entstand (jüngeres Interstadial II oder Poststadial).

Burg in Dithmarschen.

Literatur: O. Zeise, Über eine präglaziale marine Ablagerung bei Burg in Dithmarschen. Mitt. a. d. min. Inst. d. Univers. Kiel. I. p. 79. Kiel 1888.

H. Haas, Ebenda. I. p. 335. 1892.

H. Munthe, Studier, 1891. p. 28, 29.

Madsen, Istidens Foraminiferer i Danmark og Holsten. Medd. Dansk. Geol. Foren. 2, Kjøbenhavn 1895, p. 78.

H. Munthe, Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiete. Bull. of the geol. Inst. Univ. Upsala 1896—1897, III. Upsala 1898. p. 91—102.

C. Gottsche, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. II. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg. XIV. Hamburg 1898, p. 17—20.

E. Geinitz, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw., Beilage-Bd. XVI. S. 66. Stuttgart 1902.

E. Geinitz, Das Quartär von Nordeuropa. Stuttgart 1904. p. 255.

F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909. p. 319.

Bei Burg handelt es sich um eine marine Tonbildung, die von glazialen Sanden (1,5—2 m) und einer unter ihr folgenden Steinsohle (0,5 m) bedeckt wird. Die Fauna ist in den oberen Teilen (2—3 m mit *Tellina*) und mittleren (1 m *Mytilus*-Ton) gemäßigt, der tiefere Teil, 3 m fetter Ton mit *Leda pernula*, ist aber unter nördlicheren Bedingungen abgesetzt.

Diese Lagerungsverhältnisse scheinen darauf hinzudeuten, daß wir es hier nicht mit einem Interstadial, sondern einem Interglazial zu tun haben, von dem der untere kalte und der mittlere gemäßigte Abschnitt vorliegt. Ob man die Steinsohle als Vertreter der jüngsten oder der mittleren Eiszeit auffassen darf, ist nicht ganz sicher. Zwar ist nach Gagel der Obere Geschiebemergel bis in die Nähe von Burg verfolgt worden, doch tritt daselbst auch mit Sicherheit eine tiefgründige zersetzte Grundmoräne der mittleren Vereisung auf. Vieles scheint darauf hinzudeuten, daß die Steinsohle der Grundmoräne dieser mittleren Vereisung entspricht, dessen letztes Auswaschungsprodukt sie darstellt. Die tieferen Schichten in diesem marinen Profil würden daher der Eemzone an die Seite zu stellen sein und zum älteren Interglazial I gehören.

Deuben bei Dresden.

Literatur: A. G. Nathorst, Die Entdeckung einer fossilen Glacialflora in Sachsen, am äußersten Rande des nordischen Diluviums. Öfversigt af kgl. Vet. Ak. Förhandl. Stockholm 1894. No. 10. p. 519—543.

C. A. Weber, Versuch eines Überblicks über die Vegetation der Diluvialzeit in den mittleren Regionen Europas. Berlin 1900. p. 8.

Bei Deuben konnte man (1894) folgendes Profil beobachten (von oben nach unten):

Lößartiger gelber Gehänge'ehm, bis über 6 m.

Feingeschichteter feinsandiger Lehm mit *Rhinoceros tichorhinus*, 2—3 m.

Grober Kies, meist Rotliegendes, selten mit nordischen Feuersteinen, bis 1,5 m.

Blaugrauer feinsandiger Ton mit Glazialpflanzen, *Succinea oblonga*, Käferresten usw., 1,5 m.

Diluvialer Weißeritzschotter, über 2 m aufgeschlossen.

Im südlichen Teile der Grube wurde (1888) als tiefste Schicht ein wohlgeschichteter Glimmersand angetroffen mit einer mehrere Zentimeter dicken Torfschicht, in der *Carabus groenlandicus* beobachtet wurde. Der Ton enthielt eine echte Glazialflora, nämlich

Salix herbacea,
» *retusa*,
Polygonum viviparum,
Saxifraga oppositifolia,
» *Hirculus*,
Batrachium cf. confervoides,
Stellaria (?),
Eriophorum cf. Scheuchzeri,
Carices (gegen 400 Nüßchen), nur nördliche oder alpine Formen;

Moose:

Amblystegium (*Hypnum*) *exannunatum*
» *sarmentosum*
» *stellatum*
» *trifarium*
» *turgescens*

} vgl. Saßnitz (S. 526).

Unter den Käferarten kamen neben solchen kosmopolitischer Verbreitung ebenfalls nordische und alpine Arten vor.

Die Lagerungsverhältnisse von Ton und Torf ließen sich leider nicht mehr mit Sicherheit feststellen.

Nach diesen Schilderungen ist es heute unmöglich, die arktischen Elemente mit Sicherheit einem bestimmten Horizont zuzuschreiben. Nur das Eine kann gesagt werden, daß sie ihrem Alter nach kaum der postglazialen Dryasflora entsprechen, dazu dürften die im Hangenden auftretenden Bildungen (mit 6 m lößartigem Gehängelehm!) zu mächtig sein. Vermutlich älteres Interstadial oder kaltes Interglazial I.

Elbing.

Literatur: A. Jentzsch, Auffindung von Ledathon. N. Jahrb. f. Min. usw. 1876. p. 738.

A. Jentzsch, Die geognostische Durchforschung der Provinz Preußen im Jahre 1876. Schr. d. Phys.-ökon. Ges. z. Königsberg. 17. Jahrg. 1876. Königsberg 1877, p. 139.

O. Torell, Undersökningar öfter istiden III. Oefvers. af k. Vet. Akad. Förhandl. 1887. No. 6.

A. Jentzsch, Bericht über die Aufnahmen während der Jahre 1897 und 1898. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1898, p. CCXXXV.

E. Geinitz, Das Quartär von Nordeuropa. Stuttgart 1904. p. 256.

F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909. p. 323.

W. Wolff, Die geologische Entwicklung Westpreußens. Schr. d. Natf. Ges. in Danzig. N. F. 13. Danzig 1913.

An zahlreichen Punkten der Gegend von Elbing—Steinort, Reimannsfelde, Lenzen, Succase und Tolkemit — findet sich der sogenannte Elbinger Yoldienton, der durch Gletscherdruck außerordentlich stark gestört ist und folgende marine Formen führt: *Yoldia arctica, Cyprina islandica, Astarte borealis, Phoca groenlandica, Delphinus, Gadus.* Daneben finden sich aber Süßwasserformen wie *Valvata piscinalis, Dreissena polymorpha, Paludina diluviana, Unio*; an Wirbeltieren wurden beobachtet *Rangifer tarandus, Cervus, Elephas, Rhinoceros.*

Torell machte auf die durchaus verschiedenen Lebensbedingungen aufmerksam, unter denen *Yoldia arctica* und *Cyprina islandica* zu existieren vermögen. Weitere Aufschlüsse und Lagerungsverhältnisse führten dann auch zu dem Ergebnis, daß beide Tiere getrennten Horizonten angehören. Die ältesten Schichten sind die Süßwasserbildungen (15—20 m), die von keiner Moräne mehr unterlagert werden. Darauf folgt eine dünne Bank von Geschiebemergel (0,3 m), die aber weiterhin mächtiger wird. Diese älteste Moräne wird überdeckt zunächst von 5—6 m geschichteten Sanden, auf denen nun der eigentliche Yoldiaton (25 m) folgt. Der unterste Teil ist fossilleer, der mittlere (8—10 m) enthält die arktischen Fossilien, darauf liegt Cyprinienton mit einzelnen (umgelagerten) Yoldien; die obersten 10 m sind wieder fossilleer.

Nimmt man den tiefsten Geschiebemergel als Grundmoräne der ältesten Vereisung, so liegt hier ein Interglazial I vor, da das Fehlen hangender Moränenbänke und die erhebliche Mächtigkeit der über dem unteren Geschiebemergel liegenden Schichten ihrer Zugehörigkeit zu Interstadialbildungen widerspricht. Die Verschiedenartigkeit der Faunen zwingt uns, bei diesem Vorkommen entweder ein unteres kaltes Interglazial und ein darüberliegendes wärmeres zu unterscheiden oder umgekehrt ein oberes kaltes, das auf einem warmen Interglazial liegt; aus den bei Mehlsack (S. 521) angeführten Gründen stellen wir die arktische Fauna zum unteren Interglazial I.

Vielleicht sind diese Bildungen gleichaltrig mit den Yoldiatonen von Esbjerg in Dänemark und Cleongart in Schottland.

Geschiebe von *Yoldia* sind im norddeutschen Flachlande weit zerstreut, JENTZSCH erwähnt sie aus Westpreußen (Zoppot) und Posen (Nakel).

Fleestedt bei Harburg.

Literatur: (W. KOERT,) Erläuterungen z. Geol. Karte v. Preußen usw. Lf. 155. Bl. Harburg. Berlin 1910.

Der nach den Lagerungsverhältnissen mit hoher Wahrscheinlichkeit zum jüngeren Interglazial gehörende Torf kennzeichnet sich durch das Vorherrschen von Nadelhölzern, Auftreten von *Carex pseudocyparus* und Fehlen von Erle und Linde. Dieses und anderes deutet nach C. A. WEBER auf klimatische Verhältnisse hin, wie sie etwa im südlichen oder mittleren Finnland herrschen.

Geologisch dürfte daraus folgen, daß die Ablagerung bereits durch das herannahende Eis der letzten Eiszeit beeinflußt wurde. Wir stellen diesen Torf daher zum oberen Interglazial II.

Halbe bei Königswusterhausen (Mark).

Literatur: F. WAHNSCHAFFE, Über Aufschlüsse im Diluvium bei Halbe. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1896. p. 126—135.

E. GEINITZ, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. XVI. Stuttgart 1902. p. 53.

Bei Halbe wird ein Diluvialton ausgebeutet (6—35 m mächtig), der in den Gruben I und II eine deutlich entwickelte Decke einer Steinsohle trägt (bis 0,5 m), die von Glazialsanden überlagert wird. In dieser Steinsohle wurde in einer Tiefe von 5 m unter Tage die rechte Stange des hocharktischen Rentiers (*Rangifer groenlandicus*) entdeckt. Die vorzügliche Erhaltung spricht dafür, daß dieses Geweih einen nur sehr geringen Transport erlitten haben kann. Außerdem kamen noch Reste von *Elephas* und *Ursus* zum Vorschein.

Nach diesen Lagerungsverhältnissen ist die Annahme von Oszillationserscheinungen vollkommen ausgeschlossen. Dagegen wird es sich hier um ein kaltes Interglazial handeln, und zwar um ein solches der letzten Interglazialzeit, wenn man die Steinsohle als Auswaschungsprodukt des Oberen Geschiebemergels ansieht. Die Frage, ob ein oberes oder ein unteres kaltes Interglazial vorliegt, läßt sich vielleicht zugunsten eines oberen entscheiden, da die Stange von *Rangifer groenlandicus* in der Steinsohle gefunden wurde und ungewöhnlich gut erhalten ist; er kann daher keinen längeren Transport erlitten haben. Dieses Profil würde also dem Rixdorfer Horizont an die Seite zu stellen sein; beide gehören zum oberen Interglazial II.

Hameln.

Literatur: C. STRUCKMANN, Über die bisher in der Provinz Hannover aufgefundenen fossilen und subfossilen Reste quartärer Säugetiere. 33. u. 34. Jahresber. d. Naturhist. Ges. in Hannover. Hannover 1884.

C. Struckmann, Notiz über das Vorkommen des Moschusochsen (Ovibos moschatus) im diluvialen Flußkies von Hameln an der Weser. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 39. 1887. p. 601—604.

E. Koken, Beiträge zur Kenntnis des schwäbischen Diluviums. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 14. Stuttgart 1901, p. 123.

O. Grupe, Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 61. 1909. Monatsber. p. 481.

O. Grupe, Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Ebenda 64. 1912. Monatsber. p. 288.

In den 1 km südlich vom Bahnhof Hameln gelegenen Kiesgruben der mittleren Terrasse sind gefunden worden:

Elephas primigenius,
Rhinoceros tichorhinus,
Cervus elaphus,
Bison priscus,
Bos primigenius,
Equus caballus,
Ovibos moschatus,
Felis spelaea.

Diese Mischfauna gemäßigter und nordischer Elemente dürfte stratigraphisch der Ablagerung der Zeche Nachtigall bei Höxter, faunistisch der Rixdorfer Fauna entsprechen. Oberes Interglazial I.

Höxter.

Literatur: Witting, Über ein in der Nähe von Höxter neuerdings bebautes reichhaltiges Braunkohlenlager. Arch. d. Pharmacie, der ganzen Folge 155. Bd. Hannover 1861, p. 169—170.

C. F. Zincken, Die Physiographie der Braunkohle. Leipzig 1867. p. 622.

H. v. Dechen, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. Bd. Bonn 1884, p. 830.

E. Carthaus, Mitteilungen über die Triasformation im nordöstlichen Westfalen und in einigen angrenzenden Gebieten. Inaug.-Diss. Würzburg 1886. p. 66—68.

E. Koken, Beiträge zur Kenntnis des schwäbischen Diluviums. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. 14. Stuttgart 1901, p. 123.

O. Grupe, Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Zeitschr. d. geol. Ges. 61. 1909. Monatsber. p. 481—483.

O. Grupe, Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Ebenda 64. 1912. Monatsber. p. 288.

Im Wesertal werden von O. Grupe drei Terrassen unterschieden. In der mittleren liegt zwischen Höxter und Holzminden ein 15—20 m mächtiges Tonlager der Zeche Nachtigall, das an seiner Basis einzelne mehr oder weniger mächtige Torflager einschließt. Während der Inhalt der diluvialen »Kohle« durchaus auf ein gemäßigtes Klima hinweist (*Corylus avellana*!), erscheint in den höheren Tonschichten eine von H. Menzel bestimmte Schneckenfauna, die zwar hochnordische Verhältnisse ausschließt, aber doch auf ein subarktisches Klima hinweist. So fanden sich u. a. *Helix tenuilabris*, *Pupa turritella* und *Succinea oblonga*. Diese

Fauna deutet darauf hin, daß sie bereits unter dem Einfluß eines wieder von Norden vordringenden Eises entstand. Da sich nach O. GRUPE das Torflager der Zeche Nachtigall während der ersten Interglazialzeit bildete, so stellen wir die kälteliebende Schneckenfauna in das obere Interglazial I.

Honerdingen (Hannover).

Literatur: C. A. WEBER, Protokoll der 39. Sitzung der Zentral-Moor-Kommission 1897.

C. A. WEBER, Versuch eines Überblicks über die Vegetation der Diluvialzeit in den mittleren Regionen Europas. Berlin 1900, p. 9.

Die an Pflanzen reichen Süßwasserkalke von Honerdingen werden von WEBER zum älteren Interglazial gerechnet, dürften aber nach STOLLER dem jüngeren Interglazial angehören. An der Basis dieser eigentlichen, auf ein gemäßigtes Klima hinweisenden Vegetationsschicht tritt ein feiner Sand mit dünnen, tonigen, an organischer Substanz reichen Bänken auf, die u. a. *Betula nana* führen. Vielleicht deutet das darauf hin, daß diese Sedimente noch durch das abziehende Eis der ersten Vereisung beeinflußt wurden. Sie würden daher in das untere Interglazial II zu stellen sein.

Itzehoe, Rensing und Innien.

Literatur: H. HAAS, Über die Stauchungserscheinungen im Tertiär und Diluvium in der Umgegend von Itzehoe usw. Mitteilungen aus dem mineralog. Instit. d. Universität Kiel. I. Kiel, 1888, p. 1—12.

C. GOTTSCHE, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. II. Mitteil. d. geogr. Ges. in Hamburg. XIII. II. 1897, p. 24.

E. GEINITZ, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw., Beilage-Bd. XVI, Stuttgart 1902, p. 66. u. 67.

C. GAGEL, Über Lagerungsverhältnisse von Diluvium und Tertiär bei Itzehoe, Rensing und Innien. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, II, p. 66—80.

In dem behandelten Gebiete treten unter und im Oberen Geschiebemergel ganz ungewöhnlich gestörte Tone auf, die sich auf Yoldiaton, Glazialton, obermiocänen Glimmerton, Rupelton und Untereocänton verteilen. Der Yoldiaton enthielt hocharktische Tiere wie *Yoldia arctica*, *Y. lenticularis*, *Saxicava pholadis*, *Modiolaria corrugata*, *Tellina calcarea*, *Pandora glacialis*, *Balanus Hameri* u. a. m.

Nach GAGEL sind diese intensiven Störungserscheinungen auf die oszillierende Eisrandlage während der letzten Vereisung zurückzuführen, die Ablagerungen wären daher nach unserer Auffassung in das Postglazial zu stellen.

Kaiser-Wilhelm-Kanal (Holstein).

Literatur: C. GAGEL, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Schr. d. Naturwiss. V. f. Schleswig-Holstein, XV, 1912, p. 243.

C. GAGEL, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 64. 1912. Monatsber. 8/10. p. 426.

Gagel konnte zeigen, daß die bisher für ausschließlich postglazial gehaltenen Dryastone am Kaiser-Wilhelm-Kanal (Kiel—Holtenau—Wik) vielfach, zum Teil dreimal, mit echter Grundmoräne wechsellagern. Diese Dryastone enthalten außer indifferenten Formen *Salix polaris*, *Dryas octopetala* und arktische Gastropoden wie *Planorbis Stroemi* u. a. Ihrer Stellung nach gehören diese Oszillationsprodukte des letzten Inlandeises daher zu unserem Poststadial.

Klinge (bei Kottbus).

Die Literatur ist angegeben bei E. Geinitz, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw., Beilage Bd. XVI. Stuttgart 1902, p. 27.

Nach heutiger Auffassung ist der Torf von Klinge zwar ein durchaus sichergestelltes jüngeres Interglazial, es fragt sich nur, ob wenige arktische Elemente nicht etwa als Interstadialbildungen oder ein kaltes Interglazial aufzufassen sind. Es haben sich nämlich einmal in dem »oberen Ton« (Einteilung nach Nehring), der zwischen dem oberen und unteren Torflager liegt, Blätter von *Betula nana* gefunden. Man kann zweifelhaft sein, ob dieses Vorkommen genügt, hieraus Schlüsse auf eine Verschlechterung des Klimas abzuleiten, da *Betula nana* noch heute als Glazialrelikt an einigen wenigen, sehr zerstreuten Stellen in Deutschland vorhanden ist. Nimmt man aber hinzu, daß im hangenden Teil des unteren Torflagers auch Rentierreste zum Vorschein gekommen sind, so gewinnt doch die Vermutung, daß gegen Ende der gesamten Ablagerung von Klinge ein Wärmerückgang eintrat, an Bedeutung. Rein glaziale Elemente, wie Moränen usw., fehlen indessen innerhalb des Profils, es würde sich daher nur um ein — keineswegs deutlich ausgeprägtes — oberes, kälteres Interglazial handeln. Daß dieses zum jüngeren Interglazial gehört, geht aus den geologischen Aufnahmen von Keilhack und Schmierer hervor. Diese konnten zeigen (Erl. z. geol. Karte v. Preußen, Lf. 148, Berlin 1909), daß Bildungen der letzten Vereisung bis nach Kottbus und noch weiter südlich reichen. Wir fassen daher die hangenden Schichten im Profil von Klinge als oberes Interglazial II auf.

Klösterlein unweit Aue (Kgr. Sachsen).

Literatur: R. Beck und C. A. Weber, Über ein Torflager im älteren Diluvium des sächsischen Erzgebirges.

Unter einer Decke von Gesteinsschutt (2 m) folgt ein toniger Lehm (2 m) und darunter ein lichter, grauer Ton (4 m), der auf Torf ruht (1,5 m). Sein Liegendes ist sandiger Ton (0,5 m).

Das Auftreten von *Picea omoricoides* und das Fehlen von Eiche, Erle und Linde scheint darauf hinzudeuten, daß das Klima in geringem Umfange durch ein herannahendes oder ein abschmelzendes Inlandeis beeinflußt sein könnte, doch ist der genaue geologische Horizont vorläufig noch nicht näher zu bestimmen.

Körbisdorf und Bedra (südwestlich von Merseburg).

Literatur: L. Siegert und W. Weissermel, Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. Abh. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. N. F. H. 60. Berlin 1911, p. 153.

In dem Diluvium zwischen Halle und Weißenfels war es möglich, außer präglazialen und postglazialen Bildungen Ablagerungen sämtlicher drei Eiszeiten und der beiden Interglazialzeiten nachzuweisen. Zum älteren Interglazial gehören u. a. auch die Kiese von Körbisdorf, die zwar im allgemeinen nur gemäßigte Formen führen (zahlreiche Helices, *Limnaea*, *Planorbis*, *Valvata*, *Bithynia*, *Pisidium amnicum*, *Corbicula fluminalis*); ein Teil von ihnen ist aus größerer oder geringerer Entfernung vom Ufer in diese fluviatilen Kiese herabgespült. Daneben finden sich aber auch *Succinea Schumacheri* und *S. oblonga*, var. *elongata*, die nach H. Menzel gern in Gesellschaft kälteliebender Arten auftreten (vgl. Deuben, S. 512 u. Höxter, S. 516). Nun ist hier nach den Lagerungsverhältnissen usw. die Annahme von Interstadialbildungen vollkommen ausgeschlossen, es werden daher diese letzteren Formen am Anfang oder zum Ende der älteren Interglazialzeit gelebt haben, im ersteren Fall noch durch die älteste Vereisung beeinflußt, im anderen durch das Vordringen der mittleren Eiszeit. Jedoch ließ sich aus bestimmten Verhältnissen zeigen (a. a. O., S. 160 ff.), daß der Beginn der Schotterbildung in eine wärmere Zeit fiel; daraus folgt aber, daß jene, ein kälteres Klima erfordernden Gastropoden nur gegen Ende dieser Interglazialzeit auftreten konnten. Wir stellen daher einen Teil der Körbisdorfer Kiese in das obere Interglazial I. Auch *Rangifer tarandus*, der hier gefunden wurde, mag diesem Horizont der Kiese entstammen, ebenso auch wohl *Ovibos moschatus*, der bei Bedra entdeckt wurde (Giebel, N. Jahrb. f. Min. usw., 1846, p. 460 und R. Kowarzik, Der Moschusochse im Diluvium von Europa und Asien. Verh. d. naturf. Ver. in Brünn. 47. 1908, p. 47).

Vielleicht ist auch der Fund des *Ovibos moschatus* von Trotha bei Halle hierher zu stellen (Kowarzik, a. a. O.).

Lübeck und Oldesloe.

Literatur: R. Struck, Diluviale Schichten mit Süßwasserfauna an der Untertrave. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1900, p. 208—211.

P. Friedrich, Die Grundmoräne und die jungglazialen Süßwasserablagerungen der Umgegend von Lübeck. Mitt. d. geogr. Ges. Lübeck. 2. Reihe, Heft 20. 1905.

P. Friedrich, Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. Beil. z. Progr. 967. Lübeck 1909.

R. Struck, Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festschr. z. Begrüßung d. XVII. Deutschen Geographentages. Lübeck 1909.

C. Gagel, Die Entstehung des Travetales. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, II, p. 168—192.

P. Friedrich, Zur Geologie der Umgebung von Lübeck. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, I, p. 497—521.

H. Menzel, Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 62. 1910, S. 206 ff.

Bei Lübeck muß man streng zwei Arten von Ablagerungen mit arktischen Elementen unterscheiden, nämlich einmal solche, die sicher

postglazial sind, und solche, die noch von glazialen Bildungen überlagert werden und bei einem erneuten Vorstoß des letzten Inlandeises abgelagert wurden. Letztere führen an arktischen Pflanzen *Salix polaris*, *Betula nana* und *Dryas octopetala*, an hochalpinen Mollusken *Sphaerium dupplicatum*. Diese glazialen Sedimente stellen wir in das Poststadial. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei Oldesloe, woselbst sich im Oberen Geschiebemergel in 8—10 m Tiefe Tone mit dem alpinen *Potamogeton filiformis*, *Betula cf. nana* und kleinen *Pisidien* fanden.

Lüneburg.

Literatur: G. Müller und C. A. Weber, Über eine frühglaziale und vorglaziale Flora von Lüneburg. Abh. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. N. F. Heft 40. Berlin 1904.

Das Fehlen von Erle, Eiche und Linde in einem von jungglazialen Bildungen überlagerten Torf sowie das Auftreten von *Pinus pumilio*, *Picea omoricoides* und *Betula nana* weist auf ein subalpines Klima hin. Ferner ließ sich zeigen, daß sich gegen Ende der Torfablagerung eine Verschlechterung des Klimas bemerkbar machte, die durch das Herannahen einer neuen Eiszeit veranlaßt wurde.

Der geologischen Stellung nach dürfte es sich um eine Bildung der letzten Interglazialzeit handeln, die daher zum oberen kalten Interglazial II gehören würde und gleichaltrig wäre mit der Ablagerung von Fleestedt bei Harburg.

Lütjen-Bornholt (Holstein).

Literatur: C. Weber, Über zwei Torflager im Bette des Nord-Ostsee-Kanals bei Grünenthal. N. Jahrb. f. Min. usw. 1881, II, p. 62—85.

C. Weber, Über das Diluvium bei Grünenthal in Holstein. Ebenda, p. 228—230.

C. Weber, Vorläufige Mitteilung über neue Beobachtungen an den interglazialen Torflagern des westlichen Holsteins. N. Jahrb. f. Min. usw. 1893, I, p. 94—96.

R. Struck, Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Lübeck 1909, p. 89.

C. Weber, Versuch eines Überblicks über die Vegetation der Diluvialzeit in den mittleren Regionen Europas. Naturw. Wochenschr. Berlin 1900. Sep.-A. p. 21.

C. Gagel, Über das Alter des Diluvialtorfes bei Lütjenbornholt. Zentrbl. f. Min. usw. 1910. Nr. 4. p. 97—98.

Unter glazialen Schichten der letzten Vereisung liegt ein interglaziales Torflager, das in seinen oberen Lagen eine Flora führt (*Pinus silvestris*, *Eriophorum vaginatum*, *Salix repens*, *Betula nana* usw.), die nicht während der eigentlichen Interglazialzeit existiert haben kann, sondern bereits durch das von neuem vordringende Inlandeis beeinflußt wurde. Da das Hangende des Torflagers zur letzten Vereisung gehört, und Oszillationsprodukte hier nicht vorliegen, so stellen wir die oberen Schichten des Torfes zum jüngeren, kalten Interglazial II. Ähnliche Verhältnisse scheinen auch bei dem Torflager von Beldorf vorzuwalten, woselbst ebenfalls *Betula nana* angetroffen wurde.

Marienwerder (Westpr.).

Literatur: A. Jentzsch, Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1881, p. 546—570.

In einer ganzen Anzahl von Aufschlüssen der Gegend von Marienwerder finden sich *Yoldia arctica*, *Astarte borealis*, *Cardium edule*, *C. echinatum*, *Tellina solidula*, *Corbula gibba*, *Mactra subtruncata*, *Scrobicularia piperata*, *Venus virginea*, *Cyprina islandica*, *Nassa reticulata*, *Cerithium lima*, *Scalaria communis*, als Seltenheiten Süßwasserschnecken wie *Paludina diluviana*, *Valvata piscinalis*, *V. macrostoma*, *V. naticina*, *Dreissena polymorpha*. Es tritt also neben arktischen Formen die typische Nordseefauna auf, daneben aber noch Süßwasserelemente.

Der Lagerung nach sind diese Formen meist gemeinsam auf eine ganze Anzahl von Sand-, Ton- und Moränenhorizonte verteilt, doch ließ sich zeigen, daß die Yoldiatone und Dreissenaschichten jünger sind als die Cardiumsande, und daß im allgemeinen die Nordseefauna in den tieferen Schichten am reichsten vertreten ist und von hier aus wohl erst in die jüngeren Horizonte verschleppt wurde.

Als typisches Beispiel sei folgendes Profil angeführt (von oben nach unten):

Wechsellagerung von Geschiebemergel, Sand und Kies 18,83 m.

Dreissena häufig, *Yoldia* untergeordnet { Sand und Kies 6,28—9,42 m; Tonmergel 1,88—3,14 m

Geschiebemergel, unten mit Conchylien 3,14 m.

Sand bis Kies; neben der gewöhnlichen Nordseefauna *Yoldia arctica*, bis 7,85 m.

Zwei dünne, gegen 0,5 m starke Geschiebemergelbänkchen mit *Scalaria*.

Sand, *Yoldia* spärlich, 1,88—3,14 m.

Lehm 0,9 m.

Ton 3,77 m.

Den genauen Horizont zu ermitteln, in dem *Yoldia arctica* auf primärer Lagerstätte auftritt, dürfte nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen von den Lagerungsverhältnissen schwierig oder unmöglich sein. Man kann nur angeben, daß sich dieses Tier in den Schichten mit *Dreissena* sicher auf sekundärer oder tertiärer Lagerstätte befindet. Dieser *Dreissena*-Horizont wird wohl dem älteren Interglazial angehören, darauf deutet das massenhafte Vorkommen dieses Tieres zusammen mit *Paludina diluviana* in den sogenannten unteren Sanden.

Vielleicht sind die primären Yoldiatone in Analogie mit den Yoldiatonen von Elbing in das Interglazial I zu stellen, vielleicht aber auch als Interstadial I aufzufassen.

Masuren.

Literatur: E. Harbort, Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen. Mit paläontologischen Beiträgen von H. Menzel, P. Speiser und J. Stoller. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, II, p. 81—121.

An einer ganzen Anzahl von Stellen des östlichen Masurens treten fossilführende Ablagerungen auf, die sich auf primärer Lagerstätte befinden, arktische Elemente führen und von Geschiebemergel über- und unterlagert werden. Besonders reich an Aufschlüssen war die Neubaustrecke der Bahn Marggrabowa—Kruglanken, außerdem fanden sich noch solche auf den Meßtischblättern Groß-Duneyken und Grabowen. Daß die Fauna sich auf primärer Lagerstätte befindet, geht aus der Erhaltung der Fossilien (zum Teil zweiklappige Exemplare) hervor; die Ablagerung selbst bestand aus Seekreide, feinsandigen oder tonigen Kalken, mergeligem Ton, kalkigen Feinsanden oder auch Torf bzw. Moormergel. Ihre Mächtigkeit ist gering, sie beträgt für die einzelnen Bänke oder Linsen nur wenige Zentimeter bis $^1/_2$ m, ausnahmsweise bis 1 m. Der arktische oder subarktische Charakter geht nach Bestimmung von H. Menzel vor allem aus folgenden Formen hervor:

Pupa Lundstroemi West.,
» *Genesi* Grdl.,
Planorbis Stroemi West.,
» *arcticus* Beck,
Valvata sorensis Dyb.,

die übrigen sind indifferente Formen, die ebenso wie die von Stoller untersuchten Pflanzenreste (*Betula nana*!) einem arktischem oder subarktischen Klima keineswegs widersprechen. Außerdem wurden Käferreste gefunden.

Da diese fossilführenden Ablagerungen im Oberen Geschiebemergel gefunden wurden und sich beim Rückzuge des letzten Eises bildeten, so stellen wir sie in das Poststadial.

Mehlsack, Ostpr.

Literatur: F. Tornau, Über einige neue Funde von Diluvialfossilien aus Bohrungen in Ostpreußen. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, I, p. 299—312. Mit 1 Taf.

Mehrere bei Mehlsack (Kreis Braunsberg) niedergebrachte Bohrungen ergaben fossilführende Schichten, die zwischen Moränen eingeschlossen waren. Besonders wichtig ist Bohrung II. Sie zeigt ebenso wie die ähnliche Bohrung IV, daß unter Alluvium und mehreren Bänken von Geschiebemergel echter Yoldiaton auftritt mit *Yoldia arctica* und anderen, nicht bestimmbaren Bruchstücken mariner Tierformen. Darunter folgen wieder mehrere Bänke von Geschiebemergel, die einen groben kiesigen Sand mit Resten von *Limnaea ovata*, *Valvata* sp., *Dreissena*? überlagern. Sämtliche fossilführende Horizonte befinden sich nach Tornau sicher auf sekundärer (oder tertiärer) Lagerstätte.

Das Auftreten von Yoldiaton an zahlreichen Punkten des älteren Interglazials von Westpreußen (vgl. Elbing und Marienwerder) scheint darauf hinzuweisen, daß das damalige Yoldiameer auch noch weit nach Ostpreußen hineingriff; wir verlegen daher das primäre Auftreten der Yoldiafauna ebenfalls in die ältere Interglazialzeit.

Der Frage, ob ein oberes oder ein unteres kaltes Interglazial I vorliegt, kann man vielleicht auf folgendem Wege näher kommen. Seit langem ist bekannt, — JENTZSCH war wohl einer der Ersten, der darauf hinwies —, daß die jüngeren Schichten des Diluviums besonders in Ostdeutschland recht reich an Kreidegeschieben sind, während sich Ablagerungen des älteren Diluviums durch eine große Fülle von Tertiärmaterial auszeichnen. Diese Erscheinung wird so gedeutet, daß das ältere Diluvium mit seinen Moränen zunächst die auf der Kreide ruhende Decke von Tertiär mehr oder weniger zerstörte und aufarbeitete, während die nachfolgenden jüngeren Glazialsedimente den nunmehr zum Teil entblößten Kreideuntergrund bearbeiten konnten. Wendet man diesen Gedankengang auf die fossilführenden Schichten von Mehlsack an, so dürften zuerst ältere Glazialbildungen die fernab vom Meere der älteren Interglazialzeit in Becken des Festlandes ruhenden Süßwasserschichten zerstört und verfrachtet haben. Erst später bearbeiteten jüngere Moränen die tiefer liegenden Yoldiatone und verschleppten auch sie. Letztere dürften daher wohl zum Teil dem älteren Interglazial I zuzurechnen sein.

Nindorf bei Meldorf (Holstein).

Literatur: C. GOTTSCHE, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. II. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg XIV. Hamburg 1898, p. 16.

Bei Nindorf konnte GOTTSCHE durch Aufgraben folgendes Profil feststellen:

0—2	m	Sand
2—2,7	»	grauer Geschiebemergel
2,7—5	»	magerer grauer Ton mit Muscheln
5—7,3	»	roter, sehr fetter Mergel ohne Fossilien
7,3—7,4	»	weißer scharfer Sand mit viel Wasser.

Im Muschelton waren enthalten *Neptunea* (?) *antiqua*, *Buccinum undulatum*, var.? *conoidea*, *Bela cf. Trevelyana*, *Natica groenlandica*, *N. Alderi*, *Litorina litorea*, *Mytilus edulis*, *Leda pernula*, *Cardium edule*, *Cyprina islandica*, *Tellina baltica*, *T. cf. exigua*, *Cyrtodaria siliqua*, *Saxicava pholadis*, *Mya truncata*, Foraminiferen, Echinidenstacheln, *Balanus crenatus*, *B. porcatus*, Ostracoden.

Diese Fauna zeigt demnach eine Mischung von borealen und gemäßigten Formen. Oszillationsprodukte scheinen nicht vorzuliegen, für die geologische Stellung kommen nur kalte Interglaziale in Betracht, und es muß der Zukunft überlassen bleiben, welchem Interglazial diese Bildungen zuzurechnen sind.

Oeynhausen.

Literatur: G. MÜLLER und C. A. WEBER, Über ältere Flußschotter bei Bad Oeynhausen und Alfeld und eine über ihnen abgelagerte Vegetationsschicht. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1902, p. 360—367.

In der Nähe des Bahnhofs Oeynhausen-Süd zeigte 1901 ein Aufschluß folgendes Profil:

Flottlehm 0,5—0,7 m
Geschiebemergel 5,5 m
Tonmergel 2,4 m
Moosschicht, geringmächtig
Sande, frei von nordischen Geschieben.

Die Moosschicht enthielt

Hypnum revolvens hh.,
» *turgescens* hh.,
» *stellatum* z. h.,
Carex cf. Goodenoughii s.

Blütenstaubkörner baum- und strauchartiger Gewächse fehlten vollkommen.

Nimmt man den Geschiebemergel als die Grundmoräne der mittleren Vereisung, so scheint hier eine Ablagerung vorzuliegen, die durch das vordringende Eis dieser Vereisung beeinflußt wurde. Wir stellen sie daher unter Vorbehalt zum oberen Interglazial I.

Purmallen und Gwilden (bei Memel).

Literatur: A. Jentzsch, Beiträge zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1884, p. 510. (Dort die ältere Literatur).

A. Jentzsch, Über die geschichteten Einlagerungen des Diluviums und deren organische Einschlüsse. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 32. 1880, p. 669.

E. Geinitz, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. XVI. Stuttgart 1902, p. 39.

A. Tornquist, Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910. p. 161 u. 162.

H. Preuss, Zur Kenntnis der ost- und westpreußischen Diluvialflora. Schr. d. Phys.-ökon. Ges. 3. Königsberg i. Pr. 51. Königsberg 1910, p. 5—22.

H. Hess von Wichdorff, Das Vorkommen von »Diluvialkohle« bei Purmallen, Gwilden und Kl. Tauerlanken an der russischen Grenze. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, II, p. 272—284.

Nach Hess von Wichdorff ergab eine Bohrung neben einem alten Schurf, an dem die Kohle früher gewonnen wurde, folgendes Profil:

0—1,58 m Geschiebemergel,
1,58—1,60 m Sand,
1,60—2,05 » Geschiebemergel,
2,05—3,40 » grober Sand, zum Teil tonstreifig,
3,40—3,65 » Geschiebemergel,
3,65—8,30 » Sand,
8,30—8,80 » Diluvialkohle,
von 8,80 « Sand.

Jentzsch hatte früher unter 1 m Kohle beobachtet: 4,6 m Sand, darunter 9,0 m Tonmergel und schließlich noch 17 m Geschiebemergel, ohne daß damit das Ende des Diluviums erreicht war. Hess von Wichdorff konnte zeigen, daß dieses Vorkommen von Kohle einen strati-

graphischen Horizont bildet, der sich von Gwilden (1 m Kohle mit einem zweiten kleinen Flözchen im Hangenden von 1—5 cm Stärke) über Purmallen (0,5—1,0 m) und Tauerlanken (0,35 m) bis nach Memel (3 m Sand mit einer Bank von Kohle) verfolgen läßt. Die Kohle selbst war außerordentlich zähe und ließ sich nur mit Spitzhacke und Axt gewinnen, sie führte zum Teil zahlreiche pechschwarze, muschelig brechende Körner von Dopplerit.

Der geologischen Stellung nach handelt es sich mit Sicherheit um eine in situ entstandene Kohle des Diluviums, was schon JENTZSCH erkannte im Gegensatz zu BERENDT, der sie irrtümlich für anstehendes Tertiär hielt. HESS VON WICHDORFF spricht dieses Vorkommen für interglazial an, PREUSS dagegen für interstadial. Der gesamten Lagerung nach dürfte es sich wohl um ein warmes Interglazial II handeln, nicht um ein Interstadial, da die wenigen bisher beobachteten Einschlüsse der Zurechnung zum Interglazial kaum widersprechen. Diese beschränken sich auf *Hypnum trifarium*, *Equisetum* (*heleocharis*), *Picea* (*excelsa*) und *Betula cf. pubescens*.

Rheingebiet.

Literatur: E. BEYER, Zur Verbreitung der Tierformen der arktischen Region in Europa. Diss. Marburg 1894.

Im Leine-, Weser- und Saalegebiet lassen sich kalte und warme Interglaziale unterscheiden. Daß die gleichen Verhältnisse ebenso bei den Terrassen der Rheinschotter bestanden haben, geht nicht nur aus der geologischen Entwicklung, sondern auch aus den Faunen hervor. Insonderheit sprechen für die Existenz kalter Interglaziale die Funde arktischer Tierreste. Von ihnen seien aus den Rheinschottern angeführt: *Ovibos moschatus* von Vallendar und Moselweiß, ferner *Canis lagopus*, sowie *Lagopus* sp., beide von Andernach.

Da die Reste meist verschleppt sind, läßt sich der genaue stratigraphische Horizont nicht mehr ermitteln.

Rixdorf (Neukölln) bei Berlin.

Literatur: DAMES, Geognostische Beschreibung der Umg. v. Berlin. 1855. p. 66.

E. GEINITZ, Das Quartär von Nordeuropa. Stuttgart 1904. p. 292—295.

F. WAHNSCHAFFE, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909, p. 292—295.

F. SOENDEROP und H. MENZEL, Bericht über die Exkursion nach Phoeben am 24. März 1910. Z. d. D. geol. Ges. 62. 1910, Monatsber. p. 630.

Zwischen zwei Moränen haben sich in Kiesen eine ganze Anzahl von Wirbeltierresten gefunden, nämlich:

Elephas primigenius,
» *trogontherii*,
» *antiquus*,
Rhinoceros tichorhinus,
» *Merckii*,

Equus caballus,
Bos primigenius,
Bison priscus,
Ovibos moschatus,
Rangifer groenlandicus,
» *tarandus*,
Cervus alces,
» *elaphus*,
» *euryceros*,
Canis lupus,
Ursus sp.,
Felis leo.

Nach dem Erhaltungszustand der Knochen muß man annehmen, daß ein Teil von den Resten wohl einen geringen Transport erlitten hat, ein anderer sich aber auf primärer Lagerstätte befinden dürfte.

Das Auftreten nordischer Tiere wie *Ovibos moschatus*, *Rangifer groenlandicus* und *R. tarandus* könnte im ersten Augenblick dazu verleiten, in dem Rixdorfer Horizont eine Interstadialbildung zu erblicken. Die Tatsache aber, daß sich bei Berlin an mehreren Punkten unter demselben Oberen Geschiebemergel, der die Rixdorfer Fauna überlagert, echte Interglazialbildungen vorfinden (Phoeben, Kohlhasenbrück, Motzen), zwingt uns dazu, auch den Rixdorfer Horizont als ein Interglazial anzusehen. Nun führt er aber die eben erwähnten arktischen Elemente; da außerdem die Kiesschicht, in der die meisten Reste gefunden wurden, verschleppte Fossilien von diesem selben Interglazial enthält, so dürften diese Ablagerungen etwas jünger sein als das eigentliche warme Interglazial (mit *Paludina Duboisi*). Wir stellen sie daher in das obere Interglazial II. — Bemerkenswert ist, daß nach Berendt (Z. d. D. geol. Ges. 32, 1880, p. 651) Geweihbruchstücke vom Ren auch in der näheren Umgebung von Berlin gefunden sind (Tempelhof, Britz und Müggelheim), und zwar stets im »Grand direkt über dem unteren Diluvialmergel«. Das dürfte aber der gleiche Horizont wie Rixdorf sein. — Heute ist der Aufschluß von Rixdorf nicht mehr zugänglich und längst bebaut. Vielleicht gehört auch der Fund von *Ovibos moschatus*, der bei Königswusterhausen gemacht wurde, in dieses Niveau (R. Kowarzik, Der Moschusochse im Diluvium von Europa und Asien. Verh. d. naturf. Ver. in Brünn. 47. 1908, p. 47).

Saßnitz (Rügen).

Literatur: C. Struckmann, Brief an W. Dames. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 31. 1879. p. 788.

H. Munthe, Studier öfv. Baltiska hafvets qvartära historia. I. Akad. Abhandl. in Bih. sv. k. Vet.-Akad. Handl. 18. Stockholm 1892, p. 64—69.

H. Munthe, Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiete. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala 1896—1897. III, Upsala 1898, p. 27 u. 110.

K. Keilhack, Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1912, I, p. 116.

Auf Rügen überlagert der Obere Geschiebemergel diskordant unteres Diluvium und Kreide (Obersenon). Das untere Diluvium besteht aus zwei verschiedenen Moränen, die durch einen durchgehenden, zum Teil fossilführenden Sand getrennt sind. Die Fauna, die Struckmann hierin bei Saßnitz entdeckte, ist gemäßigt (*Tellina baltica*, *Sphaerium solidum*, *Pisidium amnicum*) und befindet sich auf primärer Lagerstätte. Weiterhin aber, am Kieler Bach, fand Munthe in den 3 m mächtigen Sanden eine Fauna sowie Moose, die auf ein alpines oder arktisches Klima hinweisen. Die über den Sanden liegende Moräne war ungefähr 9 m, die liegende gegen 8 m mächtig.

An Tierresten ist vor allem ein Wasserkäfer zu bemerken, *Cymatopterus dolabratus* Payk., der nur in alpinen und arktischen Gegenden vorkommt. An Moosen fanden sich:

Hylocomium parietinum L.
Amblystegium exannulatum Br. Erv.
» *intermedium* Ldb.
» *fluitans* L.
» *serpens* L.
» *stramineum* Dicks.
» *sarmentosum* Wg.
Sphaerocephalus turgidus Wg.

} vgl. Deuben, S. 512.

Von diesen sind die ersten sechs über ganz Skandinavien bis in die arktischen Regionen verbreitet, die beiden letzten sind in Südschweden unbekannt, gehen aber von Mittelschweden bis nach Spitzbergen.

Die Störungen, die älteres Diluvium und Kreide betroffen haben, sind, wie Keilhack in seiner ausführlichen Arbeit zeigte, jung-interglazial. Von den beiden Moränen des unteren Diluviums könnte die jüngere als Absatz der mittleren Vereisung gelten, die ältere zur ersten Vereisung gehören. Demnach würden die Sande mit arktischem Inhalt zu einem kalten Interglazial I zu stellen sein, wobei es unbestimmt bleiben muß, ob sie dem oberen oder dem unteren kalten Interglazial entsprechen. Das dazwischenliegende warme Interglazial fehlt am Kieler Bach, wie umgekehrt in Saßnitz nur dieses erhalten blieb.

Stade.

Literatur: Focke, Abh. d. natur. V. z. Bremen VII. 1882, p. 281. Taf. 20.
H. Schroeder, Mitteilung über die geologische Aufnahme bei Stade. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1898, p. CL ff.
C. Gottsche, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. II. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg, Bd. 14. Hamburg 1898, p. 37.
E. Geinitz, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Bd. XVI. Stuttgart 1902, p. 62.

Nach Focke tritt am Schwarzen Berg bei Stade ein ziemlich steil aufgerichtetes System verschiedenartigster Diluvialschichten auf, die aus Grundmoränen, fluvioglazialen Sanden und Kiesen, Bänken von dunklen Tonen mit arktischer, mariner Fauna und einer Austernbank

(nur 0,10 m) bestehen. Die schwarzen Bänke von Tonmergel führten *Saxicava pholadis*, *S. arctica*, *Modiolaria corrugata*, *Yoldia arctica*, Y. *intermedia*, *Cylichna propinqua*, Foraminiferen; die Austernbank enthielt *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Tellina baltica*, *Mactra subtruncata*, *Mya truncata* (?), *Pholas crispata*, *Buccinum undulatum*, *Balanus* sp.

Schroeder hält im Gegensatz zu Focke die Ablagerung für normal, er ist nicht abgeneigt, »das Ganze als ein Produkt einer einzigen Vereisung aufzufassen und für das Stader Gebiet mehrfache Oszillationen eines Inlandeises anzunehmen«, auch hält er die Austernbank für interglazial.

Geinitz bekämpft diese Auffassung lebhaft und meint, daß »eine 10 cm dicke Austernbank der Absatz einer vielleicht 85 000 Jahre dauernden Periode sei, vor und nach welcher in jener Gegend fast genau dieselben Ablagerungen zustande gekommen wären, eine Vorstellung, die wenig Wahrscheinlichkeit für sich hat«. Er ist vielmehr geneigt, die Austernbank als eine Scholle oder den Rest einer entfernteren, durch Stauchung oder dergleichen in den jetzigen Verband gelangten Ablagerung aufzufassen. Dagegen spricht aber der Umstand, daß sich nach Schroeder die Austern (ebenso wie auch die glaziale Fauna) sicher auf primärer Lagerstätte befinden. Seine Gliederung ist folgende:

(f) Grandiger Sand ca. 10 m[1])
(g) Sand (Fallen 45°) ca. 40 m
(h) Geschiebemergel ca. 0,5 m
(i) **Tonmergel mit arktischer Fauna** ca 3 m
(k) Sand ca 25 m
(l) Geschiebemergel ca. 13 m
(m) Sand ca. 7 m
(n) **Tonmergel mit arktischer Fauna** (Einfallen 75—50°) ca. 2 m
(o) **Austernbank** ca. 0,1 m
(p) Sand ca. 18 m
(q) Geschiebemergel (Einfallen zu p 70°) ca. 16 m
(r) Sand ca. 18 m
(s) Geschiebemergel (Fallen zu r 40°) ca. 4 m
(t) Sand ca. 7 m
(u) Geschiebemergel ca. 2,5 m
(v) Sand ca. 12 m
(w) Geschiebemergel ca. 6 m
(x) **Tonmergel mit arktischer Fauna** (Fallen 35°) ? m
(y) Geschiebemergel ? m

Dieses Profil läßt sich in ausgezeichneter Weise mit der ältesten Darstellung von Focke in Übereinstimmung bringen, wie Schroeder des näheren ausführt.

[1]) Die wahren Mächtigkeiten sind in Wirklichkeit kleiner, da die Schichten geneigt stehen.

Verfolgt man die einzelnen Ablagerungen von Stade im Profil, so ergibt sich, daß an der Basis Grundmoränen mit marinen arktischen Sedimenten wechsellagern. In der Mitte finden sich ebenfalls marine Schichten, aber ohne Moränen, zunächst eine auf ein gemäßigtes Klima hinweisende Austernbank, darüber wieder eine arktische Fauna. Der hangende Teil besteht wieder aus Moränen in Wechsellagerung mit arktischer Fauna. Das Ganze ist demnach ein Bild einer zwischen zwei Eiszeiten entstandenen Bildung, wie wir es an Vollständigkeit nicht wieder finden. Die tieferen Bänke wurden beim Rückzuge einer älteren Eiszeit abgesetzt und sind Oszillationsprodukte. Danach blieb das Klima zunächst noch arktisch, mäßigte sich aber später derart, daß Austern usw. existieren konnten. Es folgte, weil eine neue Eiszeit herannahte, ein Wärmerückgang, der zur Einwanderung von arktischen Elementen führte. Schließlich oszillierten die Moränen dieser jüngeren Vereisung und begruben zwischen sich neue marine Sedimente mit arktischem Inhalt.

Die Schwierigkeit der Erklärung einer nur 0,1 m mächtigen Bank mit einer gemäßigten Fauna gegenüber den ungleich mächtigeren Komplexen arktischen Inhalts läßt sich vielleicht auf folgende Weise sehr einfach beheben.

Das diluviale Inlandeis hat sich nach heutiger Auffassung von Skandinavien aus dreimal ausgebreitet und sich in den beiden Interglazialzeiten bis eben dahin zurückgezogen. Je nördlicher nun ein Ort liegt, um so näher befand er sich demjenigen — heute noch gänzlich unbekannten — Punkte, bis wohin das Inlandeis während einer Interglazialzeit zurückschmolz. Die unmittelbar südlich von diesem Punkte gelegenen Partieen standen aber noch unter einem derartigen Einflusse des nördlich davon befindlichen Eises, daß es in den Interglazialzeiten zur Entwicklung einer gemäßigten Fauna und Flora nicht kommen konnte. Je südlicher aber ein Ort liegt, um so länger dauerte während einer Interglazialzeit diejenige Periode, in der das betreffende Gebiet klimatisch unabhängig vom Inlandeise war, in der sich also auch warme Interglaziale bilden konnten. Man kann daher ganz allgemein erwarten, daß warme Interglaziale um so eher auftreten und um so mächtiger werden, je südlicher ein Ort sich befindet. Nun liegt Stade schon verhältnismäßig weit nördlich, und man kann aus der nur sehr geringen Entwicklung des dortigen warmen Interglazials schließen, daß sich das Inlandeis während der Ablagerung der Austernbank nicht allzuweit in nördlicher Richtung (oder nach Nordwesten bzw. nach Nordosten) zurückgezogen hatte.

Das Alter der beiden in Frage kommenden Vereisungen läßt sich aus dem Profil und dem Fossilinhalte nicht ableiten; nach gütiger mündlicher Mitteilung des Herrn Professor Gagel ist es aber ziemlich sicher, daß es sich wohl um Ablagerungen der beiden letzten Eiszeiten handelt, da sich der Obere Geschiebemergel, die Grundmoräne der letzten Ver-

eisung, bis dicht an Stade heran verfolgen läßt. Ihm entsprechen noch mehrere, über dem gesamten Profil liegende Moränen, denen auch wohl die steile Aufrichtung der Schichten zuzuschreiben ist.

Hiernach erhalten wir folgende Deutung:

(f) bis (l) Jüngeres Interstadial II
(m), (n) Oberes, kaltes Interglazial II
(o) Mittleres, warmes Interglazial II
(p) Unteres, kaltes Interglazial II (?)
(q) bis (y) Älteres Interstadial II.

Wie man sieht, ist das Bild vollständig bis auf den Nachweis des unteren kalten Interglazials II, das bisher im Profil durch eine Fauna nicht belegt ist. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß es in den recht mächtigen Sanden der Schicht (p) enthalten ist und vielleicht einmal später, bei weiteren Aufschlüssen, fossilführend aufgefunden wird.

Süßenborn bei Weimar.

Literatur: W. Soergel, Rangifer cf. tarandus aus den Schottern von Süßenborn bei Weimar. Zentralbl. f. Min. 1911, p. 457—461.

In einem Kiesaufschluß wurde 8—10 m unter der Oberfläche eine nicht besonders gut erhaltene Stange von *Rangifer cf. tarandus* aufgefunden. Das Vorkommen ist deswegen von Interesse, weil Rentierfunde aus dem älteren Diluvium nur ganz vereinzelt bekannt geworden sind, so von Steinheim zusammen mit *Elephas trogontherii*. Der geologischen Stellung nach gehört Süßenborn wohl zum Interglazial I. Soergel ist der Ansicht, daß die Bildung der Schotter noch nicht abgeschlossen war, als die Eismassen der zweiten Vereisung nach Süden vorrückten. Demnach wäre dieser Fund in das obere Interglazial I zu stellen. Es wäre aber auch möglich, daß dieses Stück aus tieferen Lagen der Schotter verschleppt wäre, so daß sein ursprüngliches Auftreten in der kalten Basis dieses Interglazials zu suchen wäre.

III. England.

Hoxne (Suffolk).

Literatur: Reid, Report of the Committee on the Relation of Palaeolithic Man to the Glacial Epoch. Rep. Br. Assoc. f. 1896. p. 400 ff.

Reid, The Origin of the British Flora. 1899. p. 78.

C. A. Weber, Versuch eines Überblicks über die Vegetation der Diluvialzeit in den mittleren Regionen Europas. Berlin 1900, p. 13—14.

Bei Hoxne beobachtet man folgendes Profil:

(8) Sand 1 m
(7) Süßwasserton 1,2 m
(6) Kies 0,8—1,0 m
(5) Glazialton 4 m
(4) Lignit mit Pflanzen gemäßigten Klimas 0,3—1 m

(3) Süßwassermergel, ebenso 7 m
(2) Geschiebemergel 8 m
(1) Glazialsand ? m.

Der schwarze Glazialton (5.) beherbergte eine reiche arktische Flora, es fanden sich u. a. *Salix myrsinites*, *S. herbacea*, *S. polaris*, *Betula nana*. Diese Schichten fallen nach WEBER, der drei Vereisungen mit zwei Interglazialzeiten annimmt, sicher in die erste Interglazialzeit. Da hier Oszillationserscheinungen nicht beobachtet wurden, so handelt es sich wohl um ein kaltes Interglazial, und zwar der Lagerung nach um oberes Interglazial I.

Mundesley, Bacton und Ostend (Norfolk).

Literatur: A. G. NATHORST, Om den arktiska vegetationens utbredning öfver Europa norr om Alperna under istiden. Öfvers. Vet. Akad. Förh. Stockholm 1873. No. 6. p. 11—20.

A. G. NATHORST, Über den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntniss von dem Vorkommen fossiler Glazialpflanzen. Bihang till Svenska Vet.-Akad. Afh. Bd. 17. Afd. III. No. 5. p. 21. 1892.

REID, The Origin of the British Flora 1899, p. 82 u. 83. Daselbst weitere Literatur.

C. A. WEBER, Versuch eines Überblicks über die Vegetation der Diluvialzeit in den mittleren Regionen Europas. Berlin 1900, p. 8.

Über dem Cromer Forestbed, das nach heutiger Auffassung zum älteren Interglazial gehört, liegt ein Marschton oder eine lößähnliche Bildung mit arktischen Pflanzen, darunter Schichten mit *Salix polaris*, *Betula nana*, *Hypnum turgescens*, *Limnaea limosa*. — Oberes Interglazial I.

IV. Schottland.

Cleongart auf Kintyre (südwestl. Schottland).

Literatur: H. MUNTHE, On the Interglacial Submergence of Gr. Britain. Bull. Geol. Upsala 6. III. 2. 1897, p. 369—411.

JESSEN, On the Shell-bearing Clay in Kintyre. Transact. Soc. Edingb. 1901, 76.

E. GEINITZ, Das Quartär von Nordeuropa. Stuttgart 1904, p. 381.

Die tiefsten Schichten des Profils bestehen aus 3,6 m grobem Sand und Kies, auf denen marine Tone mit einer arktischen Fauna liegen. Nach dieser Zeit war das Klima wieder etwas günstiger, und es konnten sich *Ostrea edulis*, *Turritella terebra* u. a. Formen ansiedeln. Danach traten wieder arktische Verhältnisse ein, der Ton führte *Yoldia lenticulata* und wurde sodann von einer dünnen Moränenbank bedeckt. Nach abermaligem Tonabsatz wurde der gesamte, 9,2 m mächtige Ton von einem 24,3 m starken Geschiebelehm überlagert.

Wenn in der Tiefe noch eine Moräne vorhanden wäre, oder wenn man die liegenden Sande und Kiese als einen verwaschenen Geschiebemergel auffassen könnte, so hätten wir hier das Bild eines vollständigen Interglazials vor uns. Die tieferen Lagen waren noch durch eine sich zurück-

ziehende ältere Eiszeit beeinflußt und lieferten infolgedessen eine arktische Fauna. Späterhin zog sich das Eis so weit zurück, daß sich eine aus gemäßigten Elementen bestehende Fauna ansiedeln konnte, bis schließlich beim Herannahen einer neuen, jüngeren Vereisung wieder arktische Faunen vorherrschten. Leider läßt es sich nicht entscheiden, ob wir es mit dem älteren oder jüngeren Interglazial zu tun haben; wir stellen daher diese Ablagerung unter Vorbehalt zu einem kalten Interglazial I.

Woodhill Quarry bei Kilmaurs in Ayrshire (südwestl. Schottland).

Literatur: J. Geikie, The Great Ice Age. 3. Ed. London 1894, p. 134.

Unter 23 m normaler Grundmoräne treten geschichtete Sande und Tone auf, die von $^5/_4$ m Sand mit arktischen Muscheln und anderen marinen Resten unterlagert werden. Das Liegende besteht aus 6 m fossilleeren Sand und Kies.

Die geologische Stellung ist durchaus unsicher, da vor allem auch tiefere Moränen fehlen.

Ähnliche Ablagerungen mit arktischen Ostrakoden und Foraminiferen sind in jener Gegend auch von anderen Autoren erwähnt worden.

V. Schweden.

Alnarp (Schonen).

Literatur: N. O. Holst, Alnarpsfloden, en svensk Cromerflod. Sver. geol. Unders. Ser. C. No. 237. Årsbok 4, 1910, No. 9.

Leonh. Holmström, Om preglacialia bildningar i Sk ne. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 34. H. 4. No. 284. April 1912, p. 411—443.

Bei Alnarp findet sich ein Staubecken aus Ton und Sand (40 m mächtig), das neben verschwemmten tertiären Hölzern auch Blätter, Stengel und Samen präglazialer Pflanzen auf primärer Lagerstätte enthält, nämlich *Betula nana*, *Salix polaris* und *S. reticulata*. Nach unserem System kaltes Präglazial, kein Interstadial.

Bjeresjöholm bei Ystad (Schonen).

Literatur: N. O. Holst, Preglaciale Dryasförande inneslutningar i den undre moränen vid Bjäresjöholms tegelbruk nära Ystad. Geol. Fören. Förhandl. 29. p. 228—234.

Leonh. Holmström, Om preglacialia bildningar i Skåne. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 34. H. 4. No. 284. April 1912, p. 411—443.

Bei Bjeresjöholm in der Nähe von Ystad treten geschichtete Tone in einer Stärke von 2,5 m auf, die neben Conchylien auch arktische Pflanzen führen, nämlich *Betula nana*, *Salix* sp., *Dryas octopetala* u. a. m. Überlagert werden sie von der Grundmoräne des tiefbaltischen Eisstromes und ruhen auf einer Moräne. Holmström hält die Ablagerung für interstadial, da sie während einer Oszillation der ältesten Vereisung gebildet wurde; wir werden sie daher als prästadial bezeichnen.

Insel Hven (Öresund).

Literatur: K. Rördam, De geolog. Forhold i det nordostl. Själland. Danm. geol. Unders. No. 3. 1893. p. 21—23.

Munthe, Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiete. Bull. Geol. Inst. Upsala 1896—1897. III, Upsala 1898, p. 102—106.

In einem Ton, dessen größte Mächtigkeit mindestens 13—14 m beträgt, wurden beobachtet:

Leda cf. pernula,
Yoldia arctica,
» *lenticulata,*
Tellina calcarea,
Saxicava ? sp.,
Mya cf. truncata,
Turritella terebra,
Cerithium reticulatum.

Die Zusammensetzung der Fauna zeigt, daß die kalten und warmen Elemente nicht gleichzeitig dort gelebt haben können. Da der Ton nach Munthe durchaus den Eindruck einer marinen Bildung macht, und die arktischen Mollusken die gemäßigten an Zahl bedeutend übersteigen, und zudem der Erhaltungszustand der nördlichen Arten relativ gut ist, so wird man nicht fehlgehen, wenn man annimmt, daß die gemäßigten Formen aufgearbeitet wurden und sich auf sekundärer Lagerstätte befinden.

Da diese Tone von Sanden und Kiesen mit einer Decke von Geschiebemergel (bis 15 m und mehr) überlagert werden, und Oszillationserscheinungen hier fehlen, so dürften sie wohl zu einem Interglazial gehören, und zwar, da sie gemäßigte Elemente auf sekundärer Lagerstätte führen, zu einem oberen kalten Interglazial. Freilich muß es zunächst noch gänzlich unbestimmt bleiben, ob die Schichten zum älteren oder zum jüngeren Interglazial zu stellen sind, und nur der Umstand, daß wir aus dem älteren Interglazial entsprechende Ablagerungen kennen, veranlaßt uns, diese fraglichen Bildungen bis auf weiteres zum älteren Interglazial zu ziehen. Ihr genaueres Alter wäre demnach unter Vorbehalt: jüngeres Interglazial I.

Klågerup (Schonen).

Literatur: L. Holmström, Öfversigt of bildningar från och efter istiden vid Klågerup i Malmöhns län. Öfvers. Vet. Ak. Förh. Stockholm 1873. No. 1, p. 9—26.

N. O. Holst, Har det funnits mera än en istid in Sverige? Sver. Geol. Unders. Ser. C. No. 151. 1895, p. 10 ff.

A. Henning, Geologischer Führer durch Schonen. Berlin 1900, p. 96.

In einem von einer Moräne bedeckten Ton bei Winninge in der Gegend von Klågerup fand Holmström *Anodonta anatina*, f. *rostrata*, *Pisidium obtusale*, *P. Henslowianum*, *Limnaea lagotis* oder *ovata*, *O.* Torell *Dryas octopetala*, *Salix polaris* usw. Diese Ablagerungen sind nach Holmström jünger als die jüngere baltische Moräne; sie dürften daher als echte Oszillationsprodukte aufzufassen und in unser Postglazial zu stellen sein.

Thorsjö (Schonen).

Literatur: A. G. Nathorst, Om arktiska växtlamningar i Skånes sötvattens bildningar. Öfvers. Vet. Ak. Förh. Stockholm 1872. No. 2. p. 135—138.

A. G. Nathorst, Om den arktiska vegetationens utbredning öfver Europa norr om Alperna under istiden. Öfvers. Vet. Ak. Förh. Stockholm 1873. No. 6. p. 11—20.

N. O. Holst, Har det funnits mera än en istid in Sverige? Sver. Geol. Unders. Ser. C. No. 151. 1895, p. 11.

Bei Thorsjö tritt ein Ton auf mit *Dryas octopetala*, *Salix polaris*, *Limnaea*, *Pisidium* und *Cytheridea torosa*, der von einer Moräne bedeckt ist. Der Lagerung nach dürften diese Schichten, falls sie nicht interglazial sind, am ehesten denen von Klägerup entsprechen, d. h. postst a d i a l sein.

Tabelle III.

	Terrestrische Bildungen	Marine Bildungen
Poststadial	Bitterfeld?, Klägerup, Lübeck, Masuren, Thorsjö?	Höve? Itzehoe, Rensing u. Innien, Kaiser Wilhelm-Kanal.
Glazial III	(Jüngste Vereisung)	
Jüng. Interstadial II		Stade z. T.
Oberes Interglazial II	Brorup, Fleestedt, Halbe, Klinge z. T., Lüneburg, Lütjen-Bornholt, Rixdorf z. T.	Höve? Skaerumhede z. T., Vendsyssel, Stade z. T., Woodhill Quarry??
(Warm. Interglazial II)	(Weit verbreitet)	(Weit verbreitet)
Unt. Interglazial II	Brorup, Honerdingen z. T.	Höve? Vendsyssel z. T.
Älter. Interstadial II		Stade z. T.
Glazial II	(Mittlere Vereisung)	
Jünger. Interstadial I	Klösterlein??	
Oberes Interglazial I	Deuben??, Hameln, Höxter z. T., Hoxne, Körbisdorf z. T., Mundesley, Bacton u. Ostend, Oeynhausen?, Saßnitz?, Süßenborn z. T.	Hven z. T.?, Selbjerg?
(Warm. Interglazial I)	(Weit verbreitet)	(Weit verbreitet, Eemzone in Holland, Norddeutschland und Dänemark.
Unteres Interglazial I	Saßnitz?	Burg, Elbing, Esbjerg?, Hostrup?, Marienwerder?, Nindorf?, Selbjerg? Mehlsack, Cleongart?
Älteres Interstadial I	Ejstrup.	Hostrup?
Glazial I	Älteste Vereisung	
Praestadial	Bjeresjöholm.	
Kaltes Präglazial	Alnarp	Selbjerg?

Stellt man diese einzelnen Vorkommen in einer Tabelle zusammen (Tabelle III), so sieht man, daß besonders bei den marinen Interglazialen noch vieles fraglich ist. Nur das eine kann man bei ihnen angeben, daß wir in Norddeutschland sowohl zur älteren wie zur jüngeren Interglazialzeit Meerestransgressionen zu verzeichnen haben, die jedenfalls durch ausgedehnte flächenhafte Bodensenkungen veranlaßt worden sind. Aber während die Transgression der älteren Interglazialzeit vor allem in Westpreußen tief ins Land eingriff, fehlen in Ostdeutschland analoge Erscheinungen zur jüngeren Interglazialzeit, wie es scheint, vollständig. Wie sich die marinen Ablagerungen von Südholstein und Nordhannover auf die beiden Interglaziale verteilen, ist noch ungewiß, doch hat sich, wie es scheint, das Meer der jüngeren Interglazialzeit mindestens bis nach Stade hin ersteckt.

Bei den terrestrischen Interglazialen fällt auf, daß wir trotz der in den letzten Jahren aus Deutschland bekannt gewordenen recht großen Anzahl nur verhältnismäßig wenige Sedimente mit arktischem oder borealem Inhalte kennen. Das dürfte augenscheinlich mit tektonischen Vorgängen zusammenhängen. Vergegenwärtigen wir uns, daß alle die zahlreichen Süßwasserbildungen, die Interglaziale liefern konnten, wie Torfe, Wiesenkalke, Tone, Faulschlammbildungen, Diatomeenlager usw. sich nur da bilden konnten, wo infolge von lokalen tektonischen Bewegungen Senkungen meist geringen Umfanges und Ausdehnung eintraten, so werden wir es verstehen, daß in zahlreichen Fällen nur Interglaziale mit durchaus gemäßigtem Inhalt, sogenannte warme Interglaziale entstehen konnten. Denn die Bodensenkung, die zu ihrer Bildung Veranlassung gab, fiel in eine Zeit, in der sich das Eis bereits weit nach Norden zurückgezogen hatte, so weit, daß der Fossilinhalt durch dieses nicht mehr beeinflußt werden konnte.

Es ist unnötig zu betonen, daß bei diesen Teil-Interglazialen die etwa früher vorhandenen hangenden kälteren Schichten durch das Eis oder auf andere Weise zerstört worden sind. Wir kennen gerade aus Deutschland genug warme Interglaziale, bei denen aus der ungestörten Lagerung mit Sicherheit hervorgeht, daß eine derartige Erosion im Hangenden der Schichten nicht stattgefunden hat. Ebenso fehlt bei diesen stets auch das liegende kalte Interglazial, es haben sich eben infolge der großen Entfernung vom Eisrande nur Ablagerungen mit gemäßigtem Charakter bilden können.

Umgekehrt sind bei anderen als Interglazial aufgefaßten Bildungen die warmen Elemente im Hangenden oder Liegenden nicht vorhanden, es sind nur Schichten mit arktischem Inhalt zur Ablagerung gelangt. Lehrreich hierfür ist besonders Lüneburg. Hier treten weder an der Basis des Torfes, noch unter ihm Schichten auf, die etwa durch Führung von Linde, Eiche oder Erle usw. mit Notwendigkeit auf ein gemäßigtes Klima hinweisen würden; im Gegenteil spricht die Zusammensetzung des Torfes mit Sicherheit dafür, daß er sich doch schon in einer kälteren

Periode gebildet haben muß. Nun konnte Weber zeigen, daß sich gegen Ende der Torfablagerung eine Verschlechterung des Klimas geltend machte. Daß diese nicht durch eine gewaltige Hebung des Landes — die viele Hunderte von Metern betragen haben müßte —, sondern nur durch Herannahen einer neuen Vereisung bewirkt wurde, bedarf keiner weiteren Bemerkung. Wir führen daher das Fehlen von gemäßigten Elementen im Liegenden des Torfes darauf zurück, daß die Bodensenkung, die zu der nachherigen Torfbildung Veranlassung gab, zu einer Zeit erfolgte, in der das Eis der betreffenden Eiszeit bereits im Heranrücken begriffen war. Ähnlich mögen die Verhältnisse bei Fleestedt liegen.

Bei einer dritten Gruppe von Interglazialen verteilen sich die eingeschlossenen Elemente sowohl auf kalte wie auf warme Schichten; als Beispiel sei Honerdingen herausgegriffen.

Hier finden sich an der Basis der Süßwasserablagerung Bänke mit *Betula nana*, die wohl noch durch das abziehende Eis der zweiten Vereisung beeinflußt wurden. Nach und nach verbesserte sich aber das Klima infolge der immer größer werdenden Entfernung vom Eisrand, so daß das Hauptlager von Honerdingen nur gemäßigte Typen führt. Hier setzte demnach die Bodenbewegung zu einer Zeit ein, als das Eis der mittleren Vereisung noch nicht allzuweit nördlich von diesem Vorkommen lag, die Bodensenkung hatte aber ihr Ende erreicht, ehe das Eis der dritten Vereisung Honerdingen wieder berührte.

Noch seltener ist der Fall, daß diese tektonischen Erscheinungen ein vollständiges Interglazial überdauern, das hat sich bei Brørup nachweisen lassen. Dort enthalten sowohl die hangenden wie die liegenden Schichten des Interglazials subarktische Pflanzenreste, die dazwischenliegenden aber nur gemäßigte. Daraus schließen wir, daß der Beginn der Bodensenkung mit dem Beginn der Interglazialzeit zusammenfiel und ihr Ende mit dem Abschluß dieser Periode erreichte.

Es steht zu hoffen, daß es im Laufe der Zeit gelingen wird, die Ablagerungen unsicherer Stellung hinsichtlich ihrer stratigraphischen Position genauer festzulegen und einem bestimmten Horizont unseres Systems einzuordnen. Damit wäre die Möglichkeit gegeben, die mannigfaltigen Erscheinungen während der Diluvialperiode näher zu verfolgen und zugleich die in dieser Zeit vorhandenen zahlreichen tektonischen Bewegungen geringeren oder größeren Umfanges hinsichtlich ihrer Ausdehnung und Wirkung kennen zu lernen.

Ebenso wäre zu wünschen, daß man durch Studium ungestörter und vollständiger Interglaziale dahin gelangt, diejenige Zone zu rekonstruieren, bis wohin sich während einer Interglazialperiode das Inlandeis oder einzelne seiner Loben zurückgezogen haben. Wie oben bei Stade angedeutet, läßt sich diese Grenzlinie unter Berücksichtigung von Mächtigkeit und Fossilinhalt gut erhaltener mariner Interglaziale wohl näher festlegen.

Berlin, den 21. März 1913.

III. Geologischer Unterricht.

Geologie und geologischer Unterricht an den französischen Hochschulen.

Von **W. Kilian** und **M. Gignoux.**

Diese Arbeit beabsichtigt hauptsächlich, den geologischen Unterricht zu schildern, wie er in Frankreich in den öffentlichen Lehranstalten »d'enseignement supérieur«, d. h. den Universitäten erteilt wird, sowie den einiger besonderen Anstalten, die gleichfalls dem Unterrichtsministerium unterstehen, wie dem Collège de France, dem Muséum d'Histoire Naturelle in Paris, der Ecole normale supérieure u. a. Den geologischen Unterricht in den Lyzeen (den deutschen »höheren Lehranstalten«, Gymnasien, Oberrealschulen usw. entsprechend) werden wir nur ganz gelegentlich streifen. Dagegen werden wir den z. T. sehr beträchtlichen Anteil zu behandeln haben, den die Geologie am Unterricht gewisser großer Fachhochschulen hat, der Ecole des mines, der Ecole des ponts et chaussées usw. Ferner tragen die geologischen Gesellschaften und die Anstalt der geologischen Landesaufnahme Frankreichs sehr erheblich dazu bei, dem geologischen Fachstudium neue Anregungen und Impulse zu geben. Endlich werden wir noch den Anteil der Geologie am Unterricht verschiedener großer privater Lehranstalten erwähnen, die nicht direkt vom Staat abhängen, wie der sog. freien Universitäten und gewisser großer Fachschulen.

I. Der Unterricht an den staatlichen Universitäten.

1. Die Studenten. Die französischen Studenten kommen unmittelbar nach ihrem Abgang vom Lyzeum auf die Universität, d. h. ungefähr im Alter von 18 Jahren. Ihre geologische Vorbildung ist zu diesem Zeitpunkt höchst lückenhaft. Der Unterricht in Geologie auf den Lyzeen erstreckt sich nur auf ganz wenige Gebiete, und er ist in den letzten neuesten Lehrplänen noch weiter verkürzt worden. Er beschränkt sich auf einige ganz allgemeine Begriffe, die in den unteren Klassen erworben, leider aber sehr schnell wieder vergessen werden. In den oberen Klassen ist der Paläontologieunterricht, der bis vor kurzem in der Philosophieklasse (der obersten) erteilt wurde, und der auch beim Abgangsexamen (Baccalauréat) zu einigen Fragen Anlaß gab, neuerdings abgeschafft worden. Man beschränkt sich darauf, den Schülern einige Grundprinzipien ins Gedächtnis zurückzurufen und ihnen die ungeheure Zeitdauer der geologischen Zeiträume verständlich zu machen[1]).

Es muß übrigens anerkannt werden, daß einige jüngere Oberlehrer in der letzten Zeit das Interesse der Schüler, insbesondere der jüngeren, die noch nicht durch die Vorbereitung auf die Examina in Anspruch genommen sind, durch geologische

[1]) Dagegen wird infolge einer eigentümlichen Bestimmung der Unterrichtsverwaltung der Unterricht in Geomorphologie, als einem wesentlich naturwissenschaftlichen Fach, in den staatlichen Anstalten nicht von Naturwissenschaftlern, sondern von philologischen Lehrkräften, in der Regel von Historikern erteilt. Von diesen Lehrern erhalten die Lyzeisten die einzigen Kenntnisse über die Bildung der Erdoberfläche und die Veränderungen der Erdrinde.

Exkursionen zu erwecken suchen. Diese bemerkenswerten Unternehmungen verdienten unterstützt und ausgedehnt zu werden, umso mehr als die geologischen Hinweise, mit denen der Geographieunterricht gern ausgeschmückt wird, häufig höchst oberflächlich und bisweilen durch die offenkundige Unzulänglichkeit der Lehrenden direkt entstellt sind.

Alles in allem ist also, von seltenen Ausnahmen abgesehen, die Vorbereitung der angehenden Studenten für das Studium der Geologie sehr ungenügend.

Das bezeichnende Merkmal jedes französischen Unterrichts (im Gegensatz zum deutschen, englischen und amerikanischen) ist die Vorbereitung auf ein ganz genau bestimmtes Examen mit streng vorgeschriebenem Programm. Die Ablegung dieses Examens bedeutet in unserem Fall ein »Zeugnis über höhere Studien«, dessen Titel übrigens an den verschiedenen Universitäten wechselt[1]). Solche Zeugnisse sind z. B. das Zeugnis für Geologie, das für Mineralogie, für physische Geographie, für Geologie und Paläontologie usw. Die Anforderungen für diese verschiedenen Examina sind im allgemeinen hoch, und die Vorbereitung für sie ist eine reichlich schwere Aufgabe für die jungen Leute, die ohne irgend nennenswerte naturwissenschaftlichen Kenntnisse zur Universität kommen. Man hat deshalb, um ihnen durch eine vorbereitende Zwischenstufe eine Erleichterung zu verschaffen, ein neues Examen eingeführt, das Zeugnis über Höhere Studien in Physik, Chemie und Naturwissenschaften (oder höheres P. C. N.). Die sehr elementaren Vorlesungen über Geologie, die an unseren meisten Universitäten mit Rücksicht auf dieses Examen gelesen werden, können von Anfängern mit großem Erfolg gehört werden.

Im allgemeinen erfordert die Vorbereitung für eines dieser Zeugnisse (ausgenommen das höhere P. C. N.) für einen mittleren Schüler 2 Jahre. In den meisten Fällen wird es aber vorteilhaft sein, gleichzeitig mehrere Fächer vorzubereiten. So kann zum Beispiel ein Naturwissenschaftler die Verbindung: höheres P. C. N., Botanik, Zoologie und Geologie in etwa 3 Jahren durchmachen.

Im übrigen können die Studierenden sehr verschiedenen Zielen zustreben. Der Hauptzweck des Hochschulunterrichts in Frankreich ist bekanntlich die Heranbildung der künftigen Oberlehrer. Der Titel Licencié ès-sciences (Unterrichts-Lizenz) genügt, um zum Unterricht an den kommunalen höheren Schulen zugelassen zu werden. Aus diesen Lehramtskandidaten sollte sich die Hauptmasse der Studierenden, insbesondere an den Provinzuniversitäten, rekrutieren. Die sehr ungünstige wirtschaftliche Lage der Oberlehrer ist aber diesem Zuzug sehr hinderlich, und es liegt hierin eine wirkliche Kalamität für die Provinzuniversitäten, der man so bald wie möglich abhelfen sollte. Die Zeugnisse für Geologie werden aber auch von Studenten angestrebt, die nicht die Absicht haben, sich dem öffentlichen Unterrichtswesen zu widmen, so z. B. von den künftigen Lehrern an privaten Lehranstalten (sog. éducation libre). Andere treiben geologische Studien nur zur Vervollständigung ihrer allgemeinen Bildung, andere wieder, weil sie mit ihrem Diplom Stellungen in der Privatindustrie erstreben; letzteres gilt hauptsächlich für die Kandidaten, die ein Zeugnis für angewandte Geologie erstreben, wovon nachher die Rede sein soll. Ebenso werden wir später noch von den geologischen Studien der weiter Vorgeschrittenen sprechen, die der Agrégation oder dem Doktor zustreben.

[1]) Drei solcher Zeugnisse (Certificats d'Etudes supérieures) geben das Recht zum Diplom eines Licencié, wobei aber die Fächer nicht in jeder beliebigen Zusammenstellung gewählt sein dürfen. So gibt z. B. das Zeugnis für Geologie in Verbindung mit denen für Botanik und Zoologie Anrecht auf den Titel Licencié ès-sciences naturelles und berechtigt zum Unterricht in den Naturwissenschaften an den höheren Schulen. Der Titel eines Licencié wird verlangt für das staatliche Doktorexamen. Die Kandidaten für die »Agrégation des sciences naturelles« (Prüfung für das höhere Schulamt) endlich müssen zu den erwähnten Zeugnissen noch ein viertes, in Physik oder Chemie, haben.

Ein anderes Charakteristikum des französischen Hochschulunterrichts ist, daß neben den nur für Studenten bestimmten Vorlesungen noch öffentliche Vorlesungen gehalten werden, die jedermann zugänglich sind. Jeder beamtete Professor in Frankreich hält in jeder Woche zum mindesten einen öffentlichen Vortrag. Die Zuhörer hierbei setzen sich aus den verschiedensten Kreisen zusammen. Amateurgeologen, Sammler, Ingenieure, Forstleute, Offiziere, Lehrer. Dadurch bildet sich oft, besonders in den Provinzuniversitäten, ein Kern von gebildeten Laien, die dazu beitragen, die Beziehungen zwischen der Universität und den Kreisen der Bürger zu beleben, und aus denen bisweilen ernsthafte Mitarbeiter am Fortschritt unserer Wissenschaft hervorgehen.

2. Der Lehrkörper. Das Lehrpersonal, über das die Universitäten verfügen, um die Ausbildung der Studierenden zu sichern und die wissenschaftliche Neugier eines weiteren Publikums zu befriedigen, ist für die Geologie und die ihr verwandten Wissenschaften nur sehr beschränkt.

An vielen Provinzuniversitäten gibt es nur einen einzigen beamteten Professor, dem der Unterricht in dem ganzen Gebiet der Geologie und Mineralogie zufällt[1]). Dies gilt für Marseille, Besançon, Bordeaux, Caen, Clermont, Dijon, Grenoble, Lille, Poitiers, Rennes.

An den Provinzuniversitäten, wo zwei Lehrstühle vorhanden sind, teilen die Inhaber sich in den Unterricht in der Weise, daß der eine Geologie, der andere Mineralogie vorträgt. Diese Spezialisierung findet nur an den Universitäten Lyon, Montpellier, Nancy, Toulouse und Algier statt.

Die Universität Paris endlich ist natürlich etwas begünstigter. Hier gibt es in der naturwissenschaftlichen Fakultät 3 Lehrstühle, je einen für Geologie, Mineralogie und physische Erdkunde.

Die Stellung der »Maîtres de conférences« (etwa: Extraordinarien mit Lehrauftrag), die in den anderen Zweigen der Naturwissenschaft so zahlreich sind, und die für ihre Inhaber eine natürliche Vorstufe für die Professur bilden, sind an den französischen Universitäten für die Geologie bedauernswert wenig zahlreich. Es gibt nur vier etatmäßige staatliche Stellen, eine in Lille, eine in Bordeaux, beide für Mineralogie, und zwei in Paris, von denen gleichfalls eine für Mineralogie bestimmt ist. Außerdem gibt es in Paris noch einen nichtetatmäßigen Maître de conférences für Geologie.

Einige Provinzuniversitäten haben deshalb aus ihren eigenen Mitteln Stellen für Maîtres de conférences d'Université geschaffen. Das ist in Lille geschehen für Kohlenpaläontologie und in Clermont für Mineralogie.

Rechnet man also die Lehraufträge für Mineralogie ab, deren Inhaber in der Regel mehr Physiker als eigentliche Naturwissenschaftler sind, so bleiben für ganz Frankreich noch zwei staatliche Lehraufträge übrig, einer in Paris und einer in Lille.

Da diese sehr geringe Zahl von Professoren und Maîtres de conférences offensichtlich nicht genügt, um den Unterrichtsbetrieb durchzuführen, hat man gewisse Teile desselben an »Chargés de cours« oder »Chargés de conférences« übertragen, die teils vom Staat, teils von den Universitäten abhängen. Diese Tätigkeit wird z. T. nur sehr ungenügend bezahlt, und sie bedeutet auf jeden Fall nur eine vorübergehende und unsichere Stellung, die jedes Jahr wieder frisch vergeben werden muß.

Mit diesen Ergänzungskursen oder -vorträgen können entweder Professoren beauftragt werden oder Maîtres de conférences oder »Chefs de travaux« (ungefähr Abteilungsvorsteher) oder Präparatoren (Assistenten), oder endlich Doktoren oder Licenciés ohne sonstige Stellung. So erweitern die meisten großen Universitäten ihr Personal an Professoren und Maîtres de conférences, indem sie sich Mitarbeiter angliedern, die, so gut es geht, die Vorbereitung der Studenten für die verschiedenen Zeugnisse in den geologischen Wissenschaften mit übernehmen. So gibt es für die Geologie zwei Chargés de cours in Lyon, einen in Marseille, einen

[1]) Noch vor vierzig Jahren bisweilen auch der in Botanik oder Zoologie.

in Algier, zwei in Paris. Außerdem gibt es an den Universitäten, die das Zeugnis P. C. N. erteilen, besondere Vorlesungen hierfür, für die der Auftrag und die Bezahlung in der Regel von der Universität, nicht vom Staat ausgeht.

Auch können die Universitäten in ihren Räumen die Abhaltung von »freien« Vorträgen gestatten, die sich in der Regel auf ein ganz spezielles Gebiet beziehen; so wurde während mehrerer Jahre an der Sorbonne eine Vorlesung über Höhlenkunde gehalten, eine andere über Paläontologie der Säugetiere; eine solche freie Vorlesung besteht in Marseille, usw. Diese freien Vorlesungen sind nicht unter der Verantwortlichkeit der Universitäten, sie sind öffentlich und unentgeltlich. Sie können also nicht mit den Vorlesungen der deutschen Privatdozenten auf eine Linie gestellt werden, da diese von den Studenten bezahlt werden.

3. Die verschiedenen Zweige des Unterrichts. Die hauptsächlichsten Unterabteilungen der Geologie, die jede für sich den Bereich eines besonderen Lehrkreises bilden könnten, sind Geologie (sensu stricto), Paläontologie, Petrographie, Mineralogie, physische Erdkunde und endlich die verschiedenen Gebiete der praktischen Geologie, Bodenkunde, Lagerstättenlehre, Hydrologie, usw.

Es ist bekannt, wie sehr diese Spezialisierung in den letzten Jahren zugenommen hat, und wie sie von Jahr zu Jahr weiter fortschreitet in dem Maß, als das Wissensgebiet sich erweitert und damit verzweigt. Um so bedeutungsvoller ist es, demgegenüber festzustellen, wie wenig Einfluß diese Spezialisierung auf die Organisation des französischen Hochschulunterrichts gehabt hat. Diese paradoxen Zustände werden wir aufzeigen, indem wir erst die Spezialisierung des Lehrkörpers, dann die des Lehrplanes aufzeigen.

a) Die Spezialisierung des Lehrkörpers. Der geringste Grad von Fachsonderung liegt an den Universitäten vor, die nur einen einzigen Professor für das Gesamtgebiet der geologischen Wissenschaften haben. Das ist der Fall in Marseille, Besançon, Bordeaux, Caen, Clermont, Dijon, Grenoble, Lille, Poitier und Rennes. Die größte Schwierigkeit in der Aufgabe des Professors und der Teil der Aufgabe, der am wenigsten mit den Fortschritten der modernen Wissenschaft in Einklang gebracht werden kann, ist in diesem Fall offenbar das gleichzeitige Dozieren von Geologie und Mineralogie. Auch ist an mehreren dieser Universitäten, so in Bordeaux, Clermont, Dijon, der Unterricht in Mineralogie abgetrennt und einem Maître de conférences oder einem Chargé de conférences übertragen worden. Wenn wir uns weiter erinnern, daß in Toulouse, Algier, Lyon, Montpellier, Nancy und Paris besondere Professuren für Mineralogie bestehen, so ergibt sich daraus, daß der Unterricht in dieser Wissenschaft verhältnismäßig begünstigt ist, da die naturwissenschaftlichen Fakultäten von Marseille, Besançon, Caen, Grenoble, Lille, Poitiers und Rennes die einzigen sind, die nicht wenigstens eine Unterrichtskraft für dieses spezielle Gebiet besitzen[1]).

Sieht man von der Mineralogie ab, so bleibt kein Zweig der geologischen Wissenschaften übrig, der an den Universitäten einem besonderen Lehrpersonal anvertraut wäre[2]). So besteht z. B. an keiner einzigen französischen Universität — selbst Paris nicht ausgenommen — ein Lehrstuhl für Paläontologie. Nur in Lille begegnen wir einem Lehrauftrag für Kohlenpaläontologie, der von seiten der Universität (nicht von seiten des Staates) eingerichtet ist; außerdem gibt es in Marseille freie Vorlesungen über Pflanzenpaläontologie. Diese beiden Spezialisierungen sind sehr natürlicher Weise durch regionale Verhältnisse bedingt. In Paris muß man diesen Unterrichtszweig außerhalb der Universität, an der Bergakademie (Ecole supérieure des mines) und am Naturhistorischen Museum suchen. Für die Petrographie, eine in ihren Ursprüngen so ausgesprochen französische

[1]) Zudem ist dieser Wissenszweig sehr oft an die Physik angegliedert und deshalb einem Physiker anvertraut.

[2]) In Deutschland existieren dagegen überall mindestens Privatdozenten, um den Unterricht in Spezialgebieten zu vervollständigen.

Wissenschaft, existiert überhaupt kein offizieller Lehrauftrag, noch irgendein spezieller Fachunterricht. Für physische Erdkunde gibt es eine Professur in Paris, je einen Ergänzungskurs in Poitiers und Algier und eine freie Vorlesung in Marseille. Was endlich den Unterricht in angewandter praktischer Geologie betrifft, so ist er begreiflicher Weise an den verschiedenen Universitäten sehr verschieden, wie wir noch näher sehen werden, aber er ist nirgends einem speziellen Fachlehrer übertragen.

b) Spezialisierung der Lehrpläne und Examina. Diese Spezialisierung ist z. T. unabhängig von der des Lehrkörpers, und sie ist der Initiative der Universitäten und der Professoren überlassen. Daher sind auch die »Zeugnisse über höhere Studien« und ihre Lehrpläne wechselnd mit den einzelnen Universitäten[1]).

Der Mittelpunkt des Unterrichts in Geologie ist fast überall ein »Zeugnis für Geologie und Paläontologie« oder »für allgemeine Geologie«. Es ist dies das Examen, das alle Studenten ablegen, die vorhaben, sich der Geologie in Praxis, Forschung oder Unterricht zu widmen. Die Vorbereitung darauf erfordert in der Regel zwei Studienjahre. Was in dieser Zeit gelehrt wird, ist wohl selbstverständlich. Es genügt, darauf hinzuweisen, daß hier wie überall im französischen Unterricht die Professoren großen Wert darauf legen, daß die Schüler das Ganze klar erfassen; man sucht von Anfang der geologischen Schulung an, die Studierenden eher von einer vorzeitigen Spezialisierung zurückzuhalten. Die Art, wie das Examen abgehalten wird, genügt, um dies zu zeigen. Die Fragen sind im allgemeinen synthetischer Art, bei denen der Schüler mehr den Beweis für Einteilung und Methode, sowie für allgemeine Kenntnisse zu erbringen hat, als daß er Gelehrsamkeit auf irgendeinem einzelnen Punkt aufzuweisen hätte.

Besondere Zeugnisse für Paläontologie und Petrographie gibt es nirgends. Dagegen wird an vielen Universitäten ein Zeugnis für Mineralogie ausgestellt, besonders natürlich an denen, die ein spezielles Lehrpersonal für dieses Fach haben.

Ein Zeugnis über physische Erdkunde wird von der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Paris erteilt.

Die anderen Zeugnisse beziehen sich alle auf angewandte Zweige der Geologie, und wir führen hier nur als Beispiel einige an:

Die naturwissenschaftliche Fakultät in Lyon stellt ein Zeugnis über geologische Bodenkunde aus, das in Verbindung mit den entsprechenden Zeugnissen in Chemie und Botanik einen vollständigen Lehrgang in Feldwirtschaft darstellt.

In Grenoble besteht seit 1902 ein Zeugnis für angewandte Geologie und Mineralogie, das das frühere Zeugnis für Mineralogie ersetzt und dem durchschnittlichen Interessenkreis der Besucher dieser Universität besser entspricht[2]).

Endlich verdient die Universität Nancy unter diesem Gesichtspunkt besonders erwähnt zu werden. Durch die kluge Initiative des dortigen Professors der Geo-

[1]) Es werden von jeder Universität Lehrpläne aufgestellt, die von der Unterrichtsverwaltung zu genehmigen sind; mehrere davon wurden veröffentlicht (Paris, Grenoble, Besançon etc.).

[2]) Dieses Zeugnis für angewandte Geologie und Mineralogie setzt einen zweijährigen Studiengang voraus. In Verbindung mit zwei anderen naturwissenschaftlichen Zeugnissen über höhere Studien gewährt es gleichfalls den Grad eines Licencié; es verdient wegen seines Sondercharakters weitere Beachtung.

Der Lehrplan umfaßt nur diejenigen geologischen und mineralogischen Kenntnisse, die für die Praxis unerläßlich sind, daneben aber Kenntnisse im Ingenieurfach, in Hydrologie, Gewerbe, Ackerbau, Bergbau und ein Studium derjenigen Mineralien, die in irgend einer Weise nutzbar zu machen sind. Eine Arbeit im Felde wird fürs Examen verlangt.

Das Studium für ein Zeugnis für angewandte Geologie und Mineralogie kann gleichzeitig mit dem für Chemie, gewerbliche Physik und Mechanik betrieben werden. Es ist von Nutzen für diejenigen Studierenden, die sich der Landwirtschaft oder der Industrie zuwenden wollen.

logie hat die Universität Nancy unter einiger privaten Beihilfe ein geologisches Institut errichtet, an dem ein vollständiger praktischer Lehrgang besteht, der dazu dienen soll, »die Ingenieurgeologen zu bilden, die bestimmt sind, die Fragen der praktischen Geologie und die der Lagerstätten zu lösen, d. h. neue Lagerstätten nutzbarer Mineralien aufzusuchen, dort die Untersuchungsarbeiten zu leiten und den Bergwerksbetrieb vorzunehmen, indem sie hierfür alle wünschbaren Garantien in wissenschaftlicher wie technischer Hinsicht bieten.« Der Lehrgang umfaßt drei Jahre; der Unterricht wird teils im geologischen, teils im chemischen Institut von Nancy erteilt. Unter den verschiedenen Unterrichtsfächern machen wir hauptsächlich auf folgende aufmerksam: angewandte Tektonik, Hydrologie, Erzlagerstätten, Anwendung der Geologie auf öffentliche Arbeiten und auf die Topographie, Prospektion, Landeskunde von Lothringen, Untersuchung von Lagerstätten und Abbau, Bergwerksbetrieb, Berggesetz und Bergwirtschaftslehre, industrielle Bauanlagen, Kartenaufnahme usw. Wir glauben, daß hier zum ersten Male ein so spezialisierter geologischer Unterricht auf so vollständige Weise von einer naturwissenschaftlichen Fakultät eingerichtet worden ist. Die Entwicklung eines derartigen Unterrichtszweiges in einer an Bodenschätzen so reichen Gegend wie Lothringen, wo geologische Kenntnisse für jede Ausbeutung so unentbehrlich sind, ist übrigens nur natürlich und höchst wünschenswert.

An anderen Beispielen von gewissermaßen lokalem Unterricht erwähnen wir noch die Vorlesungen in Algier über physische Geographie der Sahara, praktische Mineralogie von Algier und über Bergbaukunde, letztere von einem Bergingenieur erteilt.

In diesem Zusammenhang erwähnen wir auch noch einmal die freien Vorlesungen über Pflanzenpaläontologie in Marseille und den Lehrauftrag für Kohlenpaläontologie der Universität Lille.

Selbstverständlich bestehen an den verschiedenen Universitäten notgedrungen daneben noch Spezialisierungen regionaler Art, die zwar in dem Programmen meist nicht zum Ausdruck kommen, aber deshalb nicht weniger bedeutungsvoll sind. Sie hängen einfach mit der Tatsache zusammen, daß die geologischen Exkursionen, die unter der Leitung des Professors gemacht werden, die Studenten zunächst die Geologie ihrer näheren Umgebung kennen lehren.

Die meisten unserer Universitätslehrer halten demgemäß eine Vorlesung über regionale Geologie, die der Gegend, die sie bewohnen, gewidmet ist, und sie wissen sehr wohl, daß dies eins der sichersten Mittel ist, um ein weiteres Publikum für unsere schöne Wissenschaft zu interessieren.

In Grenoble zum Beispiel war die Geologie der französischen Alpen während mehrerer Jahre Gegenstand einer zweistündigen öffentlichen Vorlesung, und sie bildet auch jetzt noch das Thema von Spezialvorlesungen.

Aber wenn man die Kenntnisse betrachtet, die der Mehrheit der Studenten beigebracht werden und insbesondere denjenigen, die sich dem Unterricht oder wissenschaftlicher Forscherarbeit widmen wollen, läßt sich nicht verkennen, daß der Unterricht in Frankreich allgemeiner gehalten und weniger spezialisiert ist als überall sonst, oder, richtiger gesagt, daß in den meisten Fällen der Augenblick der Spezialisierung von den Professoren absichtlich so weit hinausgeschoben wird wie nur irgend möglich. Diese Methode, auf die wir später noch zurückkommen, hat ihre Vorteile und ihre Nachteile, aber jedenfalls ist sie von tiefgehendem Einfluß auf die Art des wissenschaftlichen Geistes in Frankreich. Man kann sich namentlich fragen, ob diese Tendenz, zumal wenn sie, wie so häufig, etwas übertrieben wird, nicht einen verhängnisvollen Einfluß auf die Hervorbringung von Originalarbeiten ausübt, indem sie die Arbeitenden zu lange von Spezialuntersuchungen fernhält, und indem sie ihnen bisweilen eine gewisse Abneigung einflößt gegen die geduldige und langsame Arbeitsweise der Laboratorien, die der Natur der Sache nach oft reizloser erscheinen mag als allgemeinere Studien.

Endlich müssen wir noch die Rolle der Geologie in verschiedenen Examina

betrachten, auf die die Universitäten vorbereiten, soweit sie von den Zeugnissen über höhere Studien der Licence verschieden sind.

Hier ist zunächst das Zeugnis über höhere Studien in Physik, Chemie und Naturwissenschaften zu erwähnen, das sog. höhere P. C. N., von dem wir oben schon gesprochen haben. Der geologische Unterricht, der zur Vorbereitung auf dieses Examen dient, kann natürlich nur sehr elementar sein, da die Gesamtheit des Lehrstoffes in einigen dreißig Vorlesungsstunden bewältigt werden muß.

Dann kommt die Agrégation in Naturwissenschaften in Betracht. Wie schon gesagt, kann dies Examen nur von solchen Kandidaten abgelegt werden, die schon vier Zeugnisse über höhere Studien aufzuweisen haben, worunter eines in Geologie. Es öffnet den Zugang zum Unterricht an den staatlichen Lyzeen und hat den doppelten Zweck, die Kenntnisse der Kandidaten und ihre Lehrbefähigung festzustellen. Die Anforderungen in Geologie bestehen in einer schriftlichen Arbeit, deren Niveau ziemlich hoch ist, und die genaue und ausgedehnte Belege erfordert, in praktischen Aufgaben (Gesteins- und Fossilbestimmungen, Arbeiten mit dem Polarisationsmikroskop) und endlich in einer mehr oder weniger elementaren Unterrichtsprobe über einen angegebenen Lehrstoff. Für den Professor ist die Vorbereitung auf ein solches Examen eine sehr schwere Aufgabe, und sie kann mit Erfolg nur unternommen werden, wenn mehrere Kandidaten vorhanden sind, deren Ehrgeiz sie gegenseitig ansporn t. Auch haben aus Mangel an Lehrkräften nur wenige der Provinzuniversitäten eine Vorbereitung auf die Agrégation einrichten können, doch ist es in Lyon und besonders in Toulouse geschehen. Tatsächlich aber erhält der größte Teil der Kandidaten seine Ausbildung auf der Ecole normale supérieure in Paris, deren hauptsächlichste Aufgabe die Vorbereitung aufs Lehramt ist. Der Unterricht in Geologie ist hier einem mit Lehrauftrag versehenen Dozenten (Chargé de cours) übertragen, und das Niveau der geologischen Studien steht weit über dem für das Lizenziat, aber es ist nicht spezialisierter. Wir werden weiter unten von den Mitteln sprechen, durch die man sich bemüht, die zukünftigen Agrégés in die Methoden wissenschaftlicher Untersuchung einzuführen.

4. Der praktische Unterricht. Die Mittelpunkte der praktischen Anleitung an den Universitäten sind die Laboratorien (Institute), die je nach der Universität über einen Etat von 2000—5000 Fr. (in Paris 8000 Fr.) verfügen. In der Regel gehört zu jedem Lehrstuhl, sei es in Paris, sei es in der Provinz, ein Laboratorium, und der Inhaber des Lehrstuhles ist zugleich Direktor des Laboratoriums. Indes gibt es von dieser Regel einige Ausnahmen. So besteht in Bordeaux, wo keine Mineralogieprofessur vorhanden ist, ein mineralogisches Institut, dessen Leitung einem Maître de conférences übertragen ist. In Paris gibt es zwei Laboratorien für Geologie, die von der Universität abhängen, eines an der Sorbonne und eines an der Ecole normale supérieure, das einem Chargé de cours unterstellt ist.

Die Spezialisierung dieser Laboratorien ist also aufs engste verknüpft mit der der Professuren, d. h. sie ist sehr wenig entwickelt. So gibt es an den französischen Universitäten 7 Laboratorien für Mineralogie, von denen eines in Paris ist; dagegen besteht kein einziges für Petrographie und nur eines für physische Erdkunde, das der Sorbonne.

Die praktische Unterweisung der Studenten sollte in Geologie wie in allen anderen Zweigen des Hochschulunterrichts einem Chef de travaux übertragen sein. Aber die Geologie leidet hier unter derselben Sparsamkeit an Stellen wie bei den Maîtres de conférences: Die Stellung eines Chef de travaux pratiques besteht tatsächlich nur an 2 Laboratorien, in Paris und in Lyon. Die Arbeit des Chef de travaux fällt also gewöhnlich den préparateurs[1]) zu, denen zu gleicher Zeit die Hilfe bei den Vorlesungen, sowie das in Ordnung halten der Sammlungen, die Rechnungsführung usw. obliegt.

[1]) Die Chefs de travaux und Préparateurs entsprechen ungefähr den Abteilungsvorstehern und Assistenten der ausländischen Universitäten.

Zur befriedigenden Erledigung der Arbeiten eines Laboratoriums ist es unbedingt nötig, daß dem Professor mindestens ein Assistent zur Seite steht. Das ist übrigens auch überall der Fall mit Ausnahme von Algier und Toulouse, wo staatlicherseits keine einzige Stelle neben den Lehrstühlen für Geologie und Mineralogie vorgesehen ist, die an jeder dieser beiden Universitäten bestehen. An der Universität Paris, wo die Zahl der Studierenden besonders hoch ist, gibt es zwei vom Staat bezahlte Stellen, einen Chef de travaux und einen Préparateur. Das geologische Laboratorium an der Ecole normale supérieure dagegen hat keine staatliche Präparatorenstelle.

Ebenso wie ein Kursus über allgemeine Geologie ohne Spezialisierung überall den Mittelpunkt des theoretischen Unterrichts bildet, so ist auch der Mittelpunkt der praktischen Unterweisung überall das Studium der hauptsächlichsten Gesteinsarten und Fossilien im allgemeinen. Für die Gesteine ist die Zahl der zu behandelnden Typen natürlich unmöglich genau anzugeben, für die Fossilien gibt es dagegen in den meisten Universitäten ein Verzeichnis charakteristischer Arten, deren Kenntnis beim Zeugnis über höhere Studien in Geologie verlangt wird. Diese Arten sind im großen und ganzen an allen Universitäten dieselben[1]), sie werden ohne Rücksicht auf regionale Gesichtspunkte, hauptsächlich nach ihrer allgemeinen Bedeutung ausgewählt. Natürlich wird über dieses allgemeine Minimum hinaus an jeder Universität noch auf die für die betr. Gegend wichtigsten Fossilien hingewiesen, die die Studenten auf den Exkursionen selbst sammeln können. In jedem Laboratorium gibt es zur speziellen Benutzung der Studenten eine Lehrsammlung, die diese Mineralien, Gesteine und Fossilien enthält.

Die Probe auf diesen Unterricht wird beim Examen in der Form von praktischen Übungen gemacht. Man legt den Kandidaten 5 oder 6 Gesteinsarten und ebenso viele Fossilien vor, die aus den charakteristischen Typen ausgewählt sind, und man verlangt von ihnen, daß sie zuerst die Art der Probe erkennen, daß sie die Formation angeben, in der sie sich finden, und daß sie dann kurz in einer schriftlichen Arbeit die hauptsächlichsten Typen und Facies dieser Formation darstellen, besonders diejenigen, in denen sich das Fossil oder Gestein findet.

Einen sehr wichtigen Teil des praktischen Unterrichts bilden natürlich die Exkursionen. Nach einem allgemeinen Brauch sind diese Exkursionen in Frankreich öffentlich wie die Vorlesungen, und es nehmen an ihnen außer den Studenten auch Liebhaber aus den verschiedensten Berufen teil. An jeder Universität macht während des Sommersemesters der Professor oder seine Hilfskräfte alle 14 Tage, manchmal noch öfter, eine Exkursion von einem oder mehreren Tagen. Außerdem wird seit einiger Zeit auf Veranlassung von Professor Gosselet jedes Jahr in Frankreich eine sogenannte interuniversitäre Exkursion veranstaltet, die in der Regel ungefähr 8 Tage dauert. Diese Exkursion ist für die Studenten sämtlicher Provinzuniversitäten bestimmt. Durch besondere Bewilligungen des Ministeriums ist es möglich, von jeder Universität einem oder zwei Studenten die vollständigen Reisekosten zu ersetzen. Die Studenten werden ausgewählt unter denen, die sich während des Jahres durch besonderen Fleiß ausgezeichnet haben. Dadurch, daß Schüler wie Lehrer von verschiedenen Universitäten hier miteinander in Berührung kommen, werden für alle Teile sehr fruchtbare Resultate erzielt. Seit dem Jahr 1892, wo Herr Gosselet die erste derartige interuniversitäre Exkursion im Norden Frankreichs geführt hat, sind die meisten Gegenden Frankreichs auf diese Weise von den Studenten besucht, und es sind interessante Berichte darüber veröffentlicht worden (Grenoble, Besançon, Marseille).

[1]) Man gewinnt eine Vorstellung davon, wenn man den Band von Lapparent und Fritel durchsieht, in dem Abbildungen dieser Arten gegeben sind. Manche Universitäten (Paris, Besançon, Grenoble) haben die Verzeichnisse, die bei ihnen gebraucht werden, veröffentlicht.

Alles dieses bezieht sich auf den praktischen Unterricht in allgemeiner Geologie. Natürlich werden die verschiedenen Spezialisierungen des theoretischen Unterrichts auch im praktischen zum Ausdruck kommen.

Für die Mineralogie und die physische Erdkunde versteht sich die Art dieser Spezialisierung von selbst. Für die Zeugnisse für angewandte Geologie wird jeder praktische Unterricht sich besonders auf die praktischen Methoden verlegen, die Elemente der Bodenanalyse, Mineralanalyse (Lötrohrversuche), das Lesen geologischer Karten, Zeichnen von Profilen, Tunnelprojekte, Besuch von Steinbrüchen und Bergwerken usw. An manchen Universitäten, z. B. in Grenoble, wird in einem solchen Examen die geologische Monographie einer bestimmten Gegend mit einer detaillierten Karte verlangt, die der Kandidat im Gelände aufnehmen muß, und die am Ende des Jahres durch den Professor kontrolliert wird[1]).

Im geologischen Institut von Nancy, das wir schon erwähnt haben, bildet natürlich die praktische Ausbildung der zukünftigen Ingenieurgeologen Gegenstand besonderer Bemühungen: Studienreisen, Aufenthalt in Bergwerksbetrieben, Anfertigung von Plänen und Kostenanschlägen usw.

5. Die wissenschaftlichen Arbeiten. Es ist schwer, den allgemeinen Charakter der selbständigen Arbeiten, die in den französischen Universitätslaboratorien vorgenommen werden, zu schildern. Denn der Natur der Sache nach lassen diese Arbeiten den weitesten Spielraum für die eigene Initiative der Arbeitenden; trotzdem ist es sicher, daß die Spezialisierung oder richtiger gesagt, die Arbeitsteilung hier weniger weit fortgeschritten ist, als an den meisten ausländischen Universitäten, ganz besonders an den deutschen. Die Autorität des Leiters erweist sich hier hauptsächlich in der Angabe der Themata für die Anfänger, die meist nach ihrer Neigung und ihren Fähigkeiten gewählt werden, und in der fortlaufenden Kritik der fortschreitenden Arbeit und ihrer Resultate[2]). Der Einfluß des Direktors macht sich also mehr in den Fragen der Arbeitsmethoden und der wissenschaftlichen Kritik als in dem bearbeiteten Stoff selbst fühlbar. Auch sieht man infolge der in Frankreich vorherrschenden Nichtspezialisierung nur höchst selten, daß die Mitarbeiter eines und desselben Instituts sich systematisch in die verschiedenen Zweige einer Frage teilen, wie dies bisweilen im Ausland der Fall ist. Die Arbeiten, die unter diesen Bedingungen geschaffen werden, verlieren zwar an Einheitlichkeit, gewinnen dafür aber einen spontaneren und originelleren Charakter, der das Auftauchen neuer Ideen mehr begünstigt.

Die Einführung in diese Arbeiten ist fortschreitender Art. Wir haben schon gesehen, daß bisweilen für die einfacheren Examina der Lizenzzeugnisse schon ein Anfang von persönlichen Arbeiten vom Kandidaten verlangt wird. Für das Examen der Agrégation hat man diese Selbständigkeit schon wesentlich weiter entwickelt. Denn hierbei muß seit einigen Jahren jeder Kandidat ein Diplom über höhere Studien nachweisen, das eine wissenschaftliche Arbeit erfordert über eine Frage aus dem Gebiet der Naturwissenschaften, z. B. der Geologie. Die Arbeiten, die für dieses Diplom eingereicht werden, verlangen in der Regel ein halbes bis zu einem Jahr Arbeit und entsprechen an Bedeutung ungefähr den Doktordissertationen der deutschen Universitäten. In dem letzten Jahre haben die Kandidaten für die Agregation sowohl in Paris als in den Provinzuniversitäten zahlreiche Arbeiten auf dem Gebiet der Geologie, Paläontologie und Petrographie eingereicht, von denen

[1]) Man findet hierüber nähere Nachweise bei W. Kilian, »Notice sur l'Enseignement de la Géologie et de la Minéralogie et sur l'organisation du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences à l'Université de Grenoble.«

[2]) Wir erwähnen als Beispiele aus der jüngsten Zeit (1912) eine Arbeit, die der naturwissenschaftlichen Fakultät Paris vorgelegt wurde: M. Longchambon, Sur le métamorphisme des terrains secondaires dans la partie orientale des Pyrénées — und eine Arbeit der naturwissenschaftlichen Fakultät zu Grenoble: M. Morand, Etude de la faune des calcaires valanginiens du Fontanil (Isère).

viele gedruckt worden sind, und die einen nützlichen Beitrag zum Fortschritt der Wissenschaft darstellen.

Die Doktordissertationen. Es gibt in Frankreich 2 Arten der Doktorwürde: der staatliche Doktor verlangt ein vorangegangenes Lizenziatexamen und ist nötig, um zum Hochschulunterricht zugelassen zu werden. Der Universitätsdoktor kann ohne irgendwelche vorangegangenen Grade erworben werden. Aber er bedeutet nur eine ehrenvolle Auszeichnung und wird hauptsächlich von solchen Leuten erworben, die ihre Karriere außerhalb der Universitäten zu machen gedenken, aber eine offizielle Bestätigung ihres Sachverständnisses auf dem Gebiet der Geologie haben wollen[1]).

Die Arbeiten, die zur Erlangung der staatlichen Doktorwürde angefertigt werden, sind es, die den französischen geologischen Instituten die meisten Arbeiter zuführen.

Seit mehreren Jahren ist es Regel geworden, besonders in Geologie als Dissertation nur wirklich bedeutende Arbeiten vorzulegen, deren Ausführung im allgemeinen wenigstens 4 oder 5 Studienjahre erfordert. Da die Drucklegung der Arbeiten obligatorisch ist, braucht man, um sich über ihren Wert zu orientieren, nur die geologische Bibliographie der letzten 30 Jahre durchzusehen[2]).

Man darf nicht vergessen, daß diese wissenschaftlichen Arbeiten das eigentliche Ziel der Universitätstätigkeit darstellen, denen die naturwissenschaftlichen Fakultäten ihren eigentümlichen Charakter verdanken, durch den sie sich von den großen Fachschulen unterscheiden, die auf das Lehramt oder irgendeinen anderen Beruf vorbereiten. Natürlich ist der Staat nicht imstande, nach seinem Willen wissenschaftliche Entdeckungen hervorsprießen zu lassen, und nirgends ist man mehr davon überzeugt als gerade in Frankreich, daß es unmöglich ist, Wissenschaft nach Willkür und auf Kommando zu »fabrizieren«. Aber die erste Aufgabe der Universitäten ist es, die Bewegung der wissenschaftlichen Gedanken festzulegen und zu leiten, indem sie tätigen Anteil daran nehmen. Diese richtunggebende Tätigkeit wird durch die Institutsdirektoren ausgeübt, bei denen das Bestreben, der Persönlichkeit der Schüler jede Freiheit zu lassen sich sehr wohl verträgt mit der allgemeinen Neigung des französischen Geistes zu beständiger Kritik über sich selbst und die anderen. Die Heranziehung wissenschaftlichen Nachwuchses wird übrigens in hohem Maße erleichtert durch die Freigebigkeit, mit der die Arbeitsmittel würdigen Studierenden zur Verfügung gestellt werden: Reiseaufträge, Reisestipendien, andere Stipendien von seiten des Staates, von seiten der Universität, einiger Gemeinden (Stadt Paris), wissenschaftlicher Gesellschaften (Société géologique de France) und oft auch (besonders an der Universität Paris) durch private Stiftungen. Auch erleichtern viele Universitäten durch Annalen der Universität die Veröffentlichung der Arbeiten ihrer Mitglieder. Einige Laboratorien (Paris, Grenoble, Montpellier, Caen) haben sogar ihre eigenen Zeitschriften, die nur den geologischen Arbeiten aus diesen Laboratorien gewidmet sind[3]).

Die mehr oder weniger stark ausgeprägte Spezialisierung dieser Arbeiten an den verschiedenen Fakultäten hängt von lokalen Bedingungen ab. Eine der wichtigsten dieser Bedingungen bilden die Sammlungen, die das betr. Laboratorium besitzt[4]).

[1]) Diese Universitätsdissertationen sind natürlich von sehr wechselndem Wert. Wir wollen nur zwei neue Beispiele anführen (1912): J. Révil, Géologie des chaînes jurassiques et subalpines de la Savoie und: F. W. Hermann, Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes pennines.

[2]) Wir führen als Beispiel an die Doktordissertation der Herren Boussac, Depéret, Fallot, Haug, Jacob, Kilian, Paquier, Pervinquière, Vasseur etc.

[3]) So veröffentlicht das geologische Laboratorium der Sorbonne die »Annales Hébert«; die »Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble« bilden schon eine stattliche Sammlung von 10 Bänden.

[4]) Außerdem ist in manchen Universitätsstädten die Leitung der haupt-

Der Stand und die Entwicklung dieser Sammlungen ist ein Maß für die Arbeit im Laboratorium, denn sie ergänzen sich aus den Untersuchungen der Arbeitenden. Sie dienen als Studienmaterial für die laufenden Arbeiten und werden Vergleichsobjekte bilden für die kommenden. Auch wird ein großer Teil des Etats der Laboratorien vorschriftsmäßig auf die Sammlungen verwendet.

Neben den Lehrsammlungen für die Studenten haben alle Laboratorien eine allgemeine Sammlung, die Material enthält, wie es von einem Augenblick zum anderen als Vergleichsobjekt gebraucht werden kann. Daneben aber haben die meisten Laboratorien noch eine besondere Sammlungsrichtung, die nach irgendeiner Seite der Paläontologie oder der Regionalgeologie besonders ausgebaut ist. Sie dient nicht nur den Arbeitenden im eigenen Laboratorium, sondern sehr oft auch auswärtigen, die sich diese Spezialisierung zu Nutzen machen.

So enthalten die Sammlungen der Sorbonne, die von einem wirklich außerordentlichen Reichtum sind, wunderbare stratigraphische Serien, Sammlungen aus Andalusien, aus England, aus der Provence, aus dem Pariser Becken (Sammlung Hebert, Samml. Tombeck, Samml. Schlumberger, Samml. Jaubert), die sie mit in den ersten Rang rücken; insbesondere sind sie der Mittelpunkt für Arbeiten über das Pariser Tertiär und Nordafrika. In Lille sind naturgemäßer Weise besonders das Paläozoicum, speziell das Carbon, gut vertreten, Lyon besitzt eine einzigartige Sammlung von Vertebraten, besonders aus dem Eocän, sowie überhaupt dem Tertiär Südostfrankreichs; aus Grenoble ist neben der schönen alpinen Sammlung und der Sammlung Gevrey hauptsächlich die infracretacische Cephalopodensammlung bekannt. Toulouse ist reich an Rudisten aus Südfrankreich, Clermont an Gesteinen aus der Auvergne, Caen an Brachiopoden aus Lias und Jura usw.

Diese Sonderung in den Sammlungen wird gewöhnlich von einer ähnlichen Fachgliederung in den Universitätsbibliotheken begleitet. Es besitzen zwar alle Laboratorien in ihren Räumen eigene Unterrichtsbibliotheken; da aber keine besonderen Mittel hierfür bewilligt werden, sind (mit Ausnahme von Paris) diese Laboratoriumsbibliotheken nur wenig umfangreich und beschränken sich meist auf die zum täglichen Bedarf und Unterricht unumgänglichen Lehrbücher. Nur in Grenoble, wo das geologische Institut räumlich zu weit von der Universität entfernt ist, hat die Universitätsbibliothek durch besondere Abmachung dem Laboratorium den größten Teil der Literatur von ausschließlich geologischem Inhalt zur Aufstellung überlassen. Natürlich können diese Bücher auch von jedem anderen zur Benutzung der Universitätsbibliothek Berechtigten gebraucht werden, die Arbeiter im Laboratorium haben aber auf diese Art die Bücher und Zeitschriften, die sie nötig haben, immer zur Hand. Die gleiche Maßnahme ist an der Universität Lyon in Vorbereitung, und es ist zu hoffen, daß die gleiche Verbesserung allmählich an allen Universitäten eingeführt wird.

II. Der geologische Unterricht außerhalb der naturwissenschaftlichen Fakultäten.

Hier müssen unsere Ausführungen kürzer und unvollständiger werden, weil der Gegenstand zu weitschweifig und zu vielseitig ist. Wir werden der Reihe nach in Betracht ziehen: zuerst die großen Fachanstalten in Paris, die direkt dem Unter-

sächlichsten Museen den Universitätslehrern unterstellt oder durch sie kontrolliert (Marseille, Dijon, Caen). Auch haben die meisten geologischen Laboratorien neben den Gesteinsfossilien bisweilen reiche Sammlungen von Abgüssen, von paläontologischen Typen, von Photographien aus der Gegend, von Diapositiven; dieses Material dient nicht nur zum Unterricht, sondern auch für die Arbeiten, und es erlaubt Austausch zur Bereicherung der Sammlung.

richtsministerium unterstehen[1]). Dann die verschiedenen technischen Fachschulen, die freien höheren Unterrichtsanstalten, die geologischen Gesellschaften und die Landesaufnahme der geologischen Karte von Frankreich.

1. Die großen Fachanstalten in Paris, die dem Unterrichtsministerium unterstehen.

a) Das Naturhistorische Nationalmuseum in Paris. Das Pariser Muséum d'Histoire naturelle spielt in der Geschichte der geologischen Wissenschaft eine große Rolle, sowohl wegen seiner Sammlungen, die zu den bedeutendsten Europas gehören, als wegen des dort erteilten Unterrichts und der Forscher, die aus ihm hervorgegangen sind (Cuvier, Daubrée, Gaudry usw.).

Es gibt am Museum 3 Professuren, je eine für Geologie, Paläontologie und Mineralogie. Mit jedem Lehrstuhl ist ein Institut und eine Assistentenstelle verknüpft. Das mineralogische und das paläontologische Institut stehen außerdem mit der Ecole des Hautes Etudes scientifiques in Verbindung, von der unten die Rede sein wird. Die Vorlesungen sind öffentlich und werden durch Exkursionen in die Umgebung von Paris ergänzt, zu denen jeder Hörer zugelassen ist.

Dieser Unterricht hat einen wesentlich spezielleren Charakter als der der Universitäten, denn hier sind die Sammlungen die Veranlassung für den Unterricht, während das Verhältnis an den Universitäten gerade umgekehrt ist.

Auch sind die Sammlungen mit mehr Aufwand aufgestellt als die meisten Universitätssammlungen, denn sie wenden sich an einen viel weiteren Besucherkreis. Die hervorragendsten Stücke sind als Schaustücke für öffentliche Belehrung ausgestellt, während das Material von vorwiegend wissenschaftlichem Interesse den Gelehrten für ihre Studien zur Verfügung bleibt.

Am Museum steht natürlich die Forschung gegenüber dem Unterricht mehr im Vordergrunde als an den Universitäten. Es wird kein einziges Diplom erteilt, aber durch die Studienstipendien, die den jungen Leuten gewährt werden, durch die sehr reichlichen Mittel, die umfassende und methodische Forschungen und Ausgrabungen ermöglichen, übt das Museum einen großen Einfluß auf den Gang der geologischen Entdeckungen aus.

b) Das Collège de France. Die Vorlesungen am Collège de France sind gleichfalls öffentlich und werden oftmals von den hervorragendsten Gelehrten selbst besucht. Der Mangel eines festen Programms sowie jeglicher Examensvorbereitung gibt dem Unterricht, der dort erteilt wird, die Möglichkeit, die schwierigsten und aktuellsten Fragen zu behandeln.

Leider nimmt die Geologie hier nur einen geringen Raum ein; es gibt nur einen Lehrstuhl für Geologie (früher für »Naturgeschichte der anorganischen Körper«), der berühmt geworden ist durch Fouqué, dessen petrographische Sammlungen sich hier befinden. Neben dem Professor wirkt noch ein Assistent.

[1]) Es müßten auch noch gewisse geologische Studien erwähnt werden, die an anderen als naturwissenschaftlichen Fakultäten getrieben werden. So gehört der Unterricht in physischer Erdkunde (den man unrichtiger Weise nicht von dem der historischen Wirtschafts- und der politischen Geographie getrennt hat, die in der französischen geographischen Schule so glänzend vertreten ist) häufig zur philologischen Fakultät, was wirklich paradox ist, da die vorwiegend sprachlich-historische Bildung ihres Lehrkörpers ihn für diese Aufgabe in keiner Weise vorbereitet. An manchen philologischen Fakultäten, in Lyon z. B., besteht allerdings ein Kursus in physischer Erdkunde, der den Professoren der Geologie aus der naturwissenschaftlichen Fakultät übertragen ist. — Von anderen Gesichtspunkten aus wird bisweilen an den medizinischen und pharmazeutischen Fachschulen Mineralogie oder Hydrologie unterrichtet, so z. B. an der Apothekerschule in Paris, von der im Jahre 1912 drei Doktorarbeiten aus dem Gebiet der Hydrologie ausgegangen sind.

c) Die »Ecole pratique des Hautes Etudes«. Diese Anstalt, deren Einrichtung und sogar Vorhandensein im größeren Publikum wenig bekannt ist, ist aus einem sehr wertvollen Gedanken hervorgegangen.

Sie ist vom Unterrichtsministerium eingerichtet mit der Absicht, die reine, durch keine Nebenzwecke belastete Forschung zu fördern und damit zum wissenschaftlichen Fortschritt beizutragen. Sie ist also vor allem ein Forschungsinstitut, dessen hauptsächlichsten Organe Laboratorien für die verschiedenen Zweige der Naturwissenschaften sind, sowie Veröffentlichungen, die durch sie begründet oder subventioniert werden.

Wo schon Fachlaboratorien für wissenschaftliche Forschung in einzelnen Wissensgebieten vorhanden waren, hat die Ecole pratique des Hautes Etudes sich darauf beschränkt, sie sich anzugliedern und sie zu subventionieren. Das ist geschehen mit dem geologischen Laboratorium des Collège de France, mit dem mineralogischen und dem paläontologischen Institut des Naturhistorischen Museums in Paris, mit den Laboratorien für Geologie und für physische Erdkunde der Sorbonne. Sie hat sich auch einige wenige Zweiginstitute in der Provinz angegliedert, so z. B. das geologische und mineralogische Laboratorium der naturwissenschaftlichen Fakultät in Lille.

Wo aber Fachforschungen erwünscht schienen, für die keine der vorhandenen Anstalten geeignet war, hat die Ecole pratique des Hautes Etudes auch neue Laboratorien gegründet, wie das Kolonial-Laboratorium am Naturhistorischen Museum von Paris, an dem die Geologie durch zwei Chefs de travaux vertreten ist.

2. Die großen Fachschulen.

A) Die Ecole nationale supérieure des mines (Bergakademie). Durch die besondere Bedeutung, die der geologische Unterricht an ihr hat, verdient diese Hochschule hier in erster Linie genannt zu werden. Aus ihr ist eine Reihe französischer Geologen von europäischer Bedeutung hervorgegangen: um nur die Verstorbenen zu nennen, Elie de Beaumont, Mallard, Marcel Bertrand, Fuchs, Bayle usw.

Diese Bedeutung und diesen Einfluß verdankt die Ecole des mines weniger dem Unterrichte, der an ihr erteilt wird, als ihren Sammlungen und den Arbeiten, die aus ihr hervorgegangen sind. So bildet insbesondere die paläontologische Sammlung durch ihren Reichtum und ihre Ordnung und Einteilung ein Werkzeug ersten Ranges, das die Paläontologen der ganzen Welt schon zu schätzen Gelegenheit hatten.

Die Spezialisierung der verschiedenen Zweige des geologischen Unterrichts ist an der Ecole des mines weiter vorgeschritten als an irgendeiner Universität. Es gibt hier Professuren für Mineralogie, allgemeine Geologie, angewandte Geologie, Paläontologie, Pflanzenpaläontologie und Petrographie, letzterer der einzige Lehrstuhl für Petrographie, der in Frankreich überhaupt existiert. Die Instandhaltung der Sammlung ist 4 Präparatoren übertragen für die 4 Abteilungen der Sammlung: Mineralogie, Geologie, Erzlagerstätten und Metallurgie, Paläontologie.

B) Andere Fachschulen. Hierüber ist wenig zu sagen, da die Geologie an ihnen nur eine untergeordnete Rolle spielt.

An der staatlichen Ecole des ponts et chaussées besteht eine Professur für Geologie und Mineralogie und eine Präparatorenstelle.

An der (privaten) Fachschule für öffentliche Arbeiten, Bauwesen und Industrie (Ecole speciale des travaux publics, du bâtiment et de l'industrie) nimmt der geologische Unterricht einen verhältnismäßig größeren Raum ein. Hier gibt es zwei Professoren der Geologie, zwei für Bergbau, und daneben wird ein Kursus für Prospektion und einer für Bohrungen abgehalten.

An der Kunstgewerbeschule (Ecole centrale des arts et manufactures) lehrt ein Professor für Mineralogie und Geologie, einer für Minenbetrieb und ein Repetitor für Geologie und Mineralogie.

An der (privaten) Fachschule für Bauwesen (Ecole speciale d'Architecture) werden Vorträge über Geologie abgehalten und ebenso an der Architekturabteilung der staatlichen Kunstakademie (Ecole nationale des Beaux Arts).

An der staatlichen landwirtschaftlichen Akademie (Institut national agronomique) besteht eine Professur für angewandte Geologie für Landwirte und ein Repetitor für Geologie.

Auch die Vorträge für prähistorische Anthropologie an der Ecole d'Anthropologie können wir hier erwähnen.

Endlich bildet die Geologie auch einen Teil, allerdings meist einen sehr geringen, am Unterricht gewisser Fachschulen in der Provinz, z. B. an der Ecole centrale in Lyon. Vor allem aber muß hier die Ecole des mines von St. Etienne erwähnt werden. An ihr besteht natürlich eine Professur für Geologie, und aus ihren Laboratorien sind wissenschaftliche Arbeiten von wirklicher Bedeutung hervorgegangen.

3. Die privaten, sog. „freien" Hochschulen.

Hier sind nur die katholischen Fakultäten von Paris, Lille, Lyon und Angers zu erwähnen.

Die bedeutendste dieser Anstalten ist die Pariser, die »Ecole libre des Hautes Etudes scientifiques«. An ihr werden geologische Vorlesungen von einem Professor oder von einem Maître de conférences gehalten. Sie sind berühmt geworden durch den zu früh verstorbenen A. de Lapparent, dessen Unterricht sowohl wie dessen Sammlungen großen Einfluß auf die Entwicklung der Geologie gehabt haben.

An der freien naturwissenschaftlichen Fakultät von Lille finden wir einen Professor für Geologie und Mineralogie und einen für physische Erdkunde; an der von Lyon einen Professor für Geologie und physische Erdkunde und einen für Mineralogie; in Angers einen Professor für Geologie und Paläontologie. Ferner wird in Angers an der (freien) landwirtschaftlichen Hochschule ein Kurs über Geologie abgehalten.

4. Die geologischen Gesellschaften.

Es gibt in Frankreich eine große Zahl wissenschaftlicher Gesellschaften, die entweder in ihren Arbeiten oder in ihren Veröffentlichungen an der Geologie Anteil haben. Wir können sie hier unmöglich alle erwähnen und beschränken uns deshalb darauf, die — nicht sehr zahlreichen — Gesellschaften zu nennen, die sich ausschließlich mit Geologie befassen. Es sind dies die Société géologique de France mit dem Sitz in Paris, die Société minéralogique de France, gleichfalls in Paris, die Société géologique du Nord in Lille und die Société géologique de Normandie in Le Havre.

Von unserem Gesichtspunkt aus bei weitem die wichtigste ist die Société géologique de France. Sie bietet besonders auch dem Nichtfachmann die schätzenswerteste Unterstützung bei geologischen Arbeiten. Durch ihre Publikationen, durch die Preise, die sie verteilt, und die Forschungen, die sie subventioniert, hat sie immer großen Einfluß ausgeübt, und sie hat es verstanden, immer an der Spitze des geologischen Lebens in Frankreich zu bleiben.

5. Die geologische Landesaufnahme Frankreichs.

Wie überall sonst, ist auch in Frankreich die Landesaufnahme nominell von den Universitäten getrennt. In der Praxis aber rekrutieren sich die meisten ihrer Mitarbeiter aus Universitätskreisen. Alle Professoren und Maîtres de conférences und die meisten Assistenten arbeiten an der geologischen Spezialaufnahme unseres Landes oder haben an ihr mitgearbeitet.

Diese enge Verbindung zwischen beiden Anstalten ist für beide gleich vorteilhaft. Die Landesanstalt hat dadurch von vornherein ein Personal zur Verfügung gehabt, das durch frühere Arbeiten wohl vorbereitet für Aufnahmen im Feld war,

und sie kann sich alle die Spezialkenntnisse zu Nutze machen, die sich die einzelnen Geologen für gewisse Formationen oder gewisse Gegenden erworben haben.

Umgekehrt bildet die Mitarbeit an der geologischen Karte Frankreichs für die Universitätsgeologen eine beständige Anregung. Sie hat ihnen die Gewohnheit genauer und detaillierter Beobachtung, sowie die Veranlassung zu vielen Arbeiten im Feld gegeben. Diesem Umstand verdanken die französischen Geologen wohl ihr dauerndes lebhaftes Interesse für Stratigraphie. Man lernt diesen Vorteil umso höher schätzen, wenn man die Nachteile sieht, die in anderen Ländern aus der vollständigen Trennung der Universitäten und der Landesanstalten, die bisweilen in Antagonismus ausartet, erwachsen. Für das Personal der Landesanstalten entsteht daraus oft eine bedauerliche Verkennung der Paläontologie und eine Neigung, die Karten einzig nach lithologischen Gesichtspunkten aufzunehmen. Die Universitäten hingegen zeigen oft eine Abneigung gegen Aufnahmen im Felde, eine zu enge Spezialisierung auf die Paläontologie ohne Rücksicht auf Stratigraphie und Tektonik. Diese verschiedenen Gebiete der Geologie ergänzen und fördern sich gegenseitig, und es ist für jeden Geologen nur von Vorteil, wenn er keinem von ihnen fremd bleibt.

Ergebnisse.

Trotz des großen und glänzenden Anteils, den die französischen Gelehrten von jeher an der Schaffung und der Fortentwicklung der geologischen Wissenschaft gehabt haben, ist der Unterricht in Geologie, wie man aus dem Vorangegangenen sieht, bei uns wenig begünstigt. Diese Vernachlässigung geht auf verschiedene Ursachen zurück.

Erstens bildet die Geologie im Vergleich zu Mathematik und Physik, aber auch zu den anderen Zweigen der Naturwissenschaft nur einen untergeordneten Teil der Lehrpläne und Examina. Diese Unzulänglichkeit zeitigt leider eine sehr in die Augen springende Wirkung im Geist des gebildeten Publikums: Man findet sehr oft eine geradezu unglaubliche Verständnislosigkeit und Verkennung der Geologie, nicht nur bei Leuten, die glauben, über eine allgemeine wissenschaftliche Bildung zu verfügen, sondern auch bei solchen, die täglich und stündlich Gelegenheit hätten, etwaige geologische Kenntnisse anzuwenden und den größten Nutzen aus ihnen zu ziehen, wie Ingenieuren, Unternehmern von Tiefbauten usw.

Mit dieser bescheidenen Rolle der Geologie in den Lehrplänen hängt auch zum Teil die geringe Zahl der Studenten zusammen, unter der die Provinzuniversitäten zurzeit leiden. Aber sie hat auch noch eine andere Ursache: die schlechten Aussichten für die Karriere der Geologen im Lehramt der Hochschulen. Die wenigen Lehrstühle, die verschwindende Zahl, um nicht zu sagen der völlige Mangel an Stellen als Maître de conférences und Chef de travaux zwingen die jungen Geologen, lange Jahre in der Stellung eines Préparateur zu bleiben. Viele Studierende ziehen es daher vor, den Lehrberuf an höheren Schulen zu wählen, wo die Agrégation für die Lyzeen ihnen sofort eine Stellung sichert, die materiell wesentlich besser ist als die, die sie an Hochschulen auf lange Jahre hinaus erwarten können. Da es sehr schwer ist, im Lehramt wissenschaftliche Arbeiten durchzuführen, so entgehen dadurch der Wissenschaft viele Arbeitskräfte, die das wissenschaftliche Leben in den geologischen Instituten und der Fortschritt der Wissenschaft schwer vermissen.

Es sind freilich einige Versuche gemacht worden, an diesem Stand der Dinge zu bessern. Aber sie stellen nur vorläufige und außerordentliche Maßnahmen dar. So kann man von Paris sagen, daß durch reichliche Stipendien so ziemlich jeder Student, der wissenschaftlich weiterarbeiten will, hierzu für mehrere aufeinander folgende Jahre instand gesetzt wird. Die Resultate, die hierdurch erzielt werden, sind sehr ermutigend, und es wäre zu wünschen, daß ähnliches für die Provinzuniversitäten geschähe. Auch sind in Paris die Laboratorien eher überfüllt; die gleiche Zahl von Studenten würde, wenn sie mit über die anderen Universitäten verteilt wäre, dort annähernd dieselben wissenschaftlichen Hilfsmittel

finden, mehr Platz, die Möglichkeit zu abwechslungsreicheren geologischen Exkursionen und eine persönlichere und mehr individualisierende Anleitung. So sollten auch an den Provinzuniversitäten auf irgendeine Weise Institute für wissenschaftliche Forschung geschaffen werden[1]).

Man darf nicht vergessen, daß die Hauptaufgabe der Universitäten die Förderung wissenschaftlicher Arbeit ist, sei es durch die Arbeit, die sie selbst in ihrem Personal leisten, sei es durch die Heranbildung zukünftiger Forscher. In unserer Zeit des Fachstudiums und der aufs äußerste gesteigerten Hinwendung zur Praxis, sind die Universitäten die einzige Zufluchtsstätte der reinen, nur auf Erkenntnis gerichteten Wissenschaft. Diese Stätte muß erhalten und muß wohnlich bleiben.

Wenn unsere naturwissenschaftlichen Fakultäten darauf verzichten, wissenschaftliche Arbeit in diesem Sinn zu leisten, so müßte ein neuer Organismus geschaffen werden, der sie in dieser ihrer höchsten Aufgabe ersetzte, die allein schon ausreichte, um ihr Vorhandensein zu rechtfertigen. Wenn die Lehrer unserer Hochschulen fortfahren, sich unbeirrt um Tagesmeinung und Routine diesem Teil ihrer Aufgabe zu widmen, Wissenschaft zu schaffen, nicht nur die Wissenschaft anderer zu lehren, so machen sie sich hochverdient um unser Land und unsere Universitäten.

Die vorangegangenen Zeilen geben ein möglichst genaues Bild dessen, was zurzeit an den Hochschulen Frankreichs für die Ausbreitung und die Entwicklung der Geologie geschieht. Wenn wir jetzt versuchen, die Wünsche zu formulieren, deren Erfüllung uns notwendig scheint, um der geologischen Schule Frankreichs ihren ehrenvollen Rang in der Welt zu erhalten, so kommen wir auf folgende Punkte:

A) Für den Unterricht. a) Schaffung einer Reihe neuer Stellen, sowohl zweiter (wie Maîtres de conférences, Chefs de travaux und Assistenten), als auch erster Stellen (Lehrstühle für Paläontologie, Mineralogie, physische Erdkunde), damit die Geologie über ähnlich zahlreiche Arbeitskräfte verfügt wie z. B. die Zoologie. Damit würde eine Ungleichheit an unseren Hochschulen verschwinden, die weder dem gegenwärtigen Stand der Wissenschaft entspricht, noch der Bedeutung, die die Geologie und die mit ihr verbundenen Disziplinen in allen Kulturländern einnimmt.

b) Überführung des Unterrichts in physischer Erdkunde an die naturwissenschaftlichen Fakultäten und Verpflichtung der Kandidaten für dieses Fach zur Erwerbung eines Zeugnisses über höhere Studien in Geologie. Diese Wissenschaft begreift in sich das Studium der physikalischen und biologischen Vorgänge, die die gegenwärtige Entwicklung unseres Planeten bedingen, deren Ablauf in der Vergangenheit das Gebiet der Geologie darstellt. Es ist in der Tat paradox und im höchsten Grad unlogisch, daß die Verbreitung und Weiterentwicklung dieses Zweigs unserer Kenntnisse — wie es in allen unseren Lyzeen und den meisten unserer Universitäten der Fall ist — einem Lehrpersonal von ausschließlich philologisch-historischer Vorbildung anvertraut ist, das im allgemeinen den naturwissenschaftlichen Methoden völlig fremd gegenübersteht. Bei aller Begabung und allem guten Willen können solche Lehrer kaum etwas anderes tun, als die Resultate anderer Wissenschaften, der Physik, der Geodäsie, der Meteorologie, der Geologie und der Biologie, wiedergeben; es ist schwer für sie, durch eigene Arbeit die physische Erdkunde irgendwie wirksam zu fördern.

c) Entwicklung und Förderung der angewandten Zweige der Geologie (Hydrologie, Studium der Lagerstätten, geologische Bodenkunde usw.) durch Unterweisung, die sich an andere Kreise als die der zukünftigen Lehrer wendet. Man

[1]) Ein außerordentlich nützliches Werk ist seit einigen Jahren in der »Caisse de recherches scientifiques« geschaffen. Diese Einrichtung neueren Datums gewährt in liberalster Weise allen wissenschaftlichen Forschungsarbeiten Unterstützung, einerlei welcher Universität sie angehören, sobald darum nachgesucht wird.

sollte glauben, daß in einem Land wie Frankreich auch außerhalb der Universitäten noch Raum sein müßte für Regionalgeologen, denen neben der Aufnahme geologischer Spezialkarten die Aufgabe zufallen würde, hydrologische und bergbauliche Untersuchungen und Expertisen vorzunehmen, die geologischen Verhältnisse bei öffentlichen Arbeiten zu studieren und ähnliche in ihr Fach schlagende Aufträge anzuführen.

Die Ausbildung dieser Regionalgeologen, deren Anstellung in einer näher zu bestimmenden Weise von den öffentlichen Stellen zu verlangen wäre, könnten unsere Universitäten übernehmen, für welche Studenten dieser Art einen Kern interessierter Schüler darstellen würden und einen beständigen Ansporn, im Unterricht die so wichtigen Fragen der technischen Geologie nicht aus den Augen zu verlieren. Auch würde sich damit eine neue Karriere für die Studierenden der Geologie eröffnen, die durch die erschreckend geringen Aussichten der reinen Universitätskarriere jetzt vielfach fern gehalten werden[1]).

B) Für die Forschung. Einrichtung von geologischen Forschungsinstituten an einer Anzahl von Provinzuniversitäten, die durch den Erwerb größerer Sammlungen und reichhaltigerer Büchereien sich ein Arbeitsrüstzeug schaffen müßten, das allen Anforderungen der modernen Wissenschaft genügen kann; daneben Schaffung von Stellungen für wissenschaftliche Arbeiter die von den Anforderungen des intensiven Unterrichts und der Examina befreit wären und sich entweder selbständigen Forschungen von längerer Dauer oder bibliographischen Arbeiten[2]) widmen könnten, die die ohne Einhalt steigende Flut der wissenschaftlichen Publikationen allen Forschern, denen es um die wissenschaftliche Zuverlässigkeit und genauere Literaturnachweise zu tun ist, immer unentbehrlicher macht.

Trotz alledem wäre es verkehrt, in Erwartung dieser Reformen allzu pessimistisch zu sein. Denn gerade bei uns in Frankreich kommt bei wissenschaftlichen Entdeckungen ein Element persönlicher Genialität und glücklicher Zufälligkeit mit in Rechnung, das der best ausgeklügelten Voraussicht spottet. Nirgendwo besteht das alte Wort besser zu Recht: Der Geist wehet wo er will, und diesem Wehen kann keine Verwaltung sich schmeicheln, gebieten zu können.

[1]) Bei dem jetzigen Stand unserer Einrichtungen kommt es oft vor, daß der Professor der Geologie an unseren Provinzuniversitäten, der allein den Unterricht in Mineralogie und allen Zweigen der Geologie zu erteilen hat, neben den Examina und Sitzungen und neben seinen wissenschaftlichen Privatarbeiten, noch außerdem für das Ministerium des Innern die Pläne für projektierte Wasserleitungen in den Gemeinden von 4 oder 5 Départements zu prüfen hat, für das Ministerium der öffentlichen Arbeiten bei der Aufnahme der geologischen Karten, bei den Departementsratssitzungen über öffentliche Hygiene mitzuwirken hat und außerdem bei öffentlichen und privaten technischen Arbeiten der verschiedensten Art (Tunnels, Talsperren, Bergwerken usw.) sein Gutachten über die geologischen Verhältnisse abgeben soll. — Die Schaffung solcher Stellen für Regionalgeologen würde die Arbeitslast unserer Professoren vermindern, die, wenn sie die erste Jugend überschritten haben, bisweilen geradezu erdrückend wird, und ihnen damit die Möglichkeit zu eigenen, weitergreifenden Arbeiten geben, für die ihnen jetzt oft die Muße fehlt. Man würde damit direkt zum Fortschritt der Wissenschaft beitragen und würde außerdem eine größere Schülerzahl erhoffen dürfen, indem den jungen Leuten, die in den Laboratorien ausgebildet werden, eine hinreichende Zahl von Stellungen in Aussicht steht.

[2]) Diese bibliographischen Arbeiten, deren Notwendigkeit immer gebieterischer wird, und die bald zu unentbehrlichen Hilfsmitteln der Forschung werden dürften, könnten nach Art des Concilium bibliographicum von Zürich organisiert werden und ihren Verfassern einen Nebenverdienst bringen, der einigermaßen die Seltenheit der ausreichend bezahlten Universitätsstellen aufwiegen könnte.

Verzeichnis der geologischen Vorlesungen an den deutschen Hochschulen im W.-S. 1913/14.

Abkürzungen: Geol. = Geologie; g. = geologisch; p. = paläontologisch; Üb. = Übungen; Anl. = Anleitung zu selbständigen Arbeiten auf dem Gebiete der Geologie und Paläontologie; Coll. = Colloquium; Exk. = Exkursionen. — Die Zahlen bedeuten die Anzahl der Wochenstunden.

1. Universitäten.

A. Deutschland.

Berlin: Branca: Allgemeine Geol. 4; Branca und Stremme: Üb., Anl.; Branca, Potonié, Stremme: Coll.; Wahnschaffe: Geol. des Quartärs mit Exk.; Potonié: Ausgewählte Kapitel aus der Paläobotanik 1, paläobotan. Arb.; Stremme: Paläontologie der Wirbeltiere mit Üb. 2, Der fossile Mensch 1; v. Staff: Der Bau der Alpen 2; Üb. im Lesen g. Karten 1; Hennig: Sedimentärgeol. Afrikas 1; Belowsky: Petrographie, Übersicht des Gesamtgebietes, mit Üb. 2; Tannhäuser: Lagerstättenlehre (Erze, Kohlen, Steinsalz, Petroleum) $1^1/_2$.

Bonn: Steinmann: Allgemeine Geol. mit Demonstrationen und Exk. 5, Probleme der Abstammungslehre 1, g. und p. Üb., Anl., Coll.; Brauns: Anl. (Petrographie); Pohlig: Eiszeit und Urgeschichte des Menschen mit Demonstrationen und Exk. 1, Exk.; Wanner: Einführung in die Paläontologie mit Demonstrationen 2; Tilmann: Wichtige Eisenerzlagerstätten 1, Fossile Wirbeltiere (Fische-Reptilien) 1; Welter: Geschichte der Geol. 1; Gerth: Geol. von Amerika 1.

Breslau: Frech: Einführung in die Geol. mit Exk. und Skioptikon-Darstellungen 4, Geol. der Steinkohle 1, Üb., Anl.; Frech, Sachs, von dem Borne, Lachmann: Coll.; von dem Borne: Geophysikalische Üb. und Besprechungen; Renz: beurlaubt; Lachmann: Die Bildung von Gebirgen 1, Praktische Geol. mit Üb. (Nichterze, Salz, Petroleum) 2; Beutell: Gesteinskunde 2.

Erlangen: Lenk: Coll.; Lenck und Krumbeck: Üb., Anl.; Krumbeck: Historische Geol. 3, g. und p. Üb.

Freiburg i. B.: Deecke: Allgemeine Geol. 5, Coll., Deecke und Deninger: Anl.; Deecke und Wepfer: Üb.; Deninger: Paläontologie der Wirbellosen 3, Praktische Üb. auf dem Gebiet der fossilen Wirbeltiere 2; Wepfer: Geol. von Europa 2.

Gießen: Kaiser: Gesteinskunde und Abriß der Formationslehre 4, Üb. und Anl. (Petrogr.); Meyer: Leitfossilien mit Üb. 2, Die Entstehung der Sedimentgesteine 1, Vogel von Falckenstein: Methoden der g. Bodenuntersuchung 1.

Göttingen: Stille: Historische Geol. 4, Üb., Anl.; v. Koenen: Über Tertiärfaunen; Freudenberg: Paläontologie und Deszendenzlehre auf Grundlage der fossilen Wirbeltiere 2; Wedekind: Ausgewählte Kapitel aus der Paläontologie 1; Salfeld: Cephalopoden 2.

Greifswald: Jaekel: Geol. I. 4, Paläontologie II. 2, Anl.; Jaekel und Philipp: Üb., Coll.; Milch: Allgemeine Petrographie 2, Bodenkunde 1, Anl. (Petrogr.); Philipp: Geol. d. deutsch. Mittelgebirge 2, Üb. zur Gletscherkunde 2.

Halle: Walther: Allgemeine Geol. 3, Entwicklung des Lebens 1, Einführung in das Verständnis g. Karten 1, Üb., Anl.; Scupin: Paläontologie (wirbellose Tiere) mit Üb. 3, Wasser und Land in der Vorzeit 1, Gesteinslehre als Grundlage der Bodenkunde mit Üb. 2, Repetitorium der Erdgeschichte 2.

Heidelberg: Salomon: Geologie (innere Dynamik und Überblick über die Erdgeschichte) 5, Paläontologie der Wirbellosen 2, Üb., Anl.; Wülfing: Petrographie 2.

Jena: Linck, v. Seidlitz, Marc, Ritzel: Coll.; v. Seidlitz: Erdge-

schichte 2, Paläontologie 2, Praktische Anleitung zum Präparieren und Bestimmen von Versteinerungen, Anl.; RITZEL: Ausgewählte Kapitel aus der Geophysik 1, petrograph. Üb.

Kiel: JOHNSEN: Die wichtigsten Gesteine 2, Üb. im Untersuchen von Gesteinen; JOHNSEN und WÜST: Coll.; WÜST: Grundzüge der Erdgeschichte 3, Üb., Anl.

Königsberg: TORNQUIST: Paläontologie der niederen Tiere 2, Geschichte der Erde und ihrer Lebewesen $2^1/_2$, Erdbebenkunde 1, Üb., Anl., Wissenschaftliche Studienreise nach Dalmatien.

Leipzig: Lehrstuhl vakat. RINNE: Üb. und Anl. (Petrogr.), FELIX: Paläontologie der Fische, Amphibien und Reptilien 1; KRENKEL: Geol. von Sachsen nebst Überblick über den g. Aufbau von Deutschland 2; BERGT: Die wichtigsten Erze in Natur und Technik 1; NACKEN: Einführung in die Gesteinskunde auf physikalisch-chemischer Grundlage 1, die Entstehung der Kalisalzlager 1, Üb. im Bestimmen von Gesteinen.

Marburg: KAYSER: Formationslehre (historische Geol.) mit Berücksichtigung der Leitfossilien 3, Abriß der Paläontologie der niederen Tiere 3, Üb., Anl.; KAYSER und ANDRÉE: Coll.; ANDRÉE: Geol. von Europa mit bes. Berücksichtigung Deutschlands II 1, Nutzbare Lagerstätten Deutschlands II (Erze, Bausteine und Erden) 1, Sedimentbildung am Meeresboden und auf Kontinenten 1, Praktische Einführung in die g. Gesteinskunde 1; BAUER: Petrogr. Üb.

München: ROTHPLETZ: Die Entfaltung des Tier- und Pflanzenreiches im Laufe der g. Perioden 4, Tektonische Geol. 1, Coll.; ROTHPLETZ und BROILI: Üb., Anl.; STROMER v. REICHENBACH: Paläontologie der Evertebraten ausschließlich Mollusken und Molluskoideen 2; STROMER v. REICHENBACH und DACQUÉ: Praktische Üb. in den Forschungsmethoden der Paläontologie und Einführung in die Paläobiologie mit Demonstrationen in den Staatssammlungen 2, BROILI: Paläontologie der Evertebraten: Mollusken und Molluskoideen mit besonderer Berücksichtigung der Leitfossilien 2, Geol. von Bayern 1; DACQUÉ: Grundlagen und Methoden der Paläogeographie 2; LEUCHS: Geol. Innerasiens und ihre Bedeutung für den Bau von Eurasien 2; BODEN: Geol. von Italien und ihre Beziehungen zu den benachbarten Mittelmeerländern 1.

Münster: BUSZ: Petrogr. Üb.; WEGNER: Spezielle Geol. 2, Anl.

Rostock: GEINITZ: Geol. 6, Üb.

Straßburg: WILCKENS: Allgemeine Geol. 3, Paläontologie 2, Der g. Aufbau der Erdteile (Elemente der regionalen Geol.) 1, Üb., Anl., Coll.; BÜCKING: Anl. (Petrogr.); KESSLER: Die brennbaren Ablagerungen Deutschlands 1, Praktische Geol. 2.

Tübingen: POMPECKJ: Allgemeine Geol., Erdgeschichte und Paläogeographie 5, Paläontologie und Deszendenzlehre 1, Üb., Anl.; v. HUENE: Stammesgeschichte und Lebensweise der fossilen Amphibien und Reptilien 1; LANG: beurlaubt.

Würzburg: SCHLAGINTWEIT: p. Üb. 2, Üb. im Lesen g. Karten und Profilzeichnen 2, Anl.

B. Schweiz.

Basel: SCHMIDT: Erzlagerstätten 2, Anl., Coll.; BUXTORF: Ausgewählte Abschnitte aus der allgemeinen Geol. 2, Üb. im g. Kartenlesen und Profilzeichnen 3, Exk.

Bern: BALTZER: 2, Üb.; HUGI: Allgemeine Petrographie 2, Üb. (Petrogr.); NUSSBAUM: Morphologie des Landes.

Zürich: SCHARDT: Allgemeine Geol. 4, Üb., Anl., Coll.; ROLLIER: Petrefaktenkunde mit Üb.: Brachiopoden und Artikulaten 2, Stratigraphie des Paläozoikums 2; ARBENZ: Bau der Schweizeralpen (tektonisch-morphologisch) 2.

C. Österreich.

Czernowitz: Das Vorlesungsverzeichnis wurde trotz wiederholter Bitte nicht übersandt.

Graz: Lehrstuhl vakat; SCHARIZER: Üb. und Anl. (Petrogr.); HILBER: Paläontologie Steiermarks 2, Die Menschen der Steinzeiten in anthropologischer, g. und kultureller Hinsicht 2, Üb.; IPPEN:

Allgemeine Petrographie 4; HERITSCH: Diagenese und Metamorphose 1, Stratigraphie der Triasformation 1.

Innsbruck: BLAAS: Paläontologie 2, Geschichte der g. Erforschung Tirols 1, Üb., Coll.; SANDER: beurlaubt.

Prag: WÄHNER: Stratigraphische Geol. (Formationslehre) I. Teil. 3, Paläozoologie: Cephalopoden, Arthropoden 1, Ausgewählte Abschnitte der technischen Geol. 1, Üb., Anl.; PELIKAN: Anl. (Petrogr.); LIEBUS: p. Üb.

Wien: SUESS: Allgemeine Geol. I. Teil. 5, Üb., Anl., Coll.; DIENER: Paläontologie der wirbellosen Tiere 5, Üb., Anl.; ABEL: Vergleichende Osteologie und Stammesgeschichte der Wirbeltiere auf p. Grundlage 5; REYER: liest nicht; BERWERTH: Petrogr. Üb.; v. ARTHABER: Die Entwicklung des Stammes der Reptilien 2, Üb.; SCHAFFER: Bildung und Untersuchung der Sedimentgesteine $1^1/_2$; KOBER: Grundzüge der Tektonik 1; Bau und Entstehung der Alpen 2; HIMMELBAUER: Repetitor. d. Gesteinslehre 2.

2. Technische Hochschulen.

A. Deutschland.

Aachen: DANNENBERG: Allgemeine Geol. 3; KLOCKMANN: Lehre von den Erzlagerstätten 2, Anl. (Petrogr.); SEMPER: Versteinerungskunde 4, p. Üb. Coll.

Berlin: TANNHÄUSER: Über Lagerungsformen, Bildung und Vorkommen der Erz- und Kohlenlagerstätten 2.

Braunschweig: STOLLEY: Geol. I 1, Üb.; SÖHLE: Lehre von den Lagerstätten mit Exk. 2.

Breslau: FRECH: Geol. 3, Geol. der Steinkohle 1.

Danzig: v. WOLFF: (Mineralogie und) Petrographie 4, Die Tierwelt der g. Vergangenheit. Einführung in die Paläontologie 1, Üb.; LEHMANN: beurlaubt.

Darmstadt: LEPSIUS: Geol. 4, Üb.; KLEMM: Einführung in die Gesteinslehre 2; STEUER: Beschaffenheit und Gewinnung der natürlichen Bausteine 1, Technische Geol. I 1, Anl.; D'ANS: Chemie in (Mineralogie und) Geol. 1.

Dresden: KALKOWSKY: Geol. (und Mineralogie) 6, Über den vorgeschichtlichen Menschen 1.

Hannover: ERDMANNSDÖRFFER: Geol. II. 1; ERDMANNSDÖRFFER und SCHÖNDORF: Technisch-petrographische Untersuchungen; HOYER: Praktische Paläontologie 3, Praktische Geol. I. 2; SCHÖNDORF: Die g. Verhältnisse der Umgebung von Hannover 1, Die g. Kräfte und ihr Einfluß auf die Gestaltung des Landschaftsbildes 1.

Karlsruhe: PAULCKE: Allgemeine Geol. und Gesteinskunde 2, Technische Geol. 1, Entwicklungsgeschichte der Tierwelt und der vorgeschichtliche Mensch 2, Üb., Coll.; HENGLEIN: Lagerstättenlehre I (Kohle, Bitumen, Salze) 2.

München: OEBBEKE: Geol. mit Demonstrationen 4, Einführung in die Wirtschaftsgeol. Deutschlands und der deutschen Kolonien 2, Anl. WEBER: Petrographie 2, Petrogr. Üb., Grundzüge der Versteinerungskunde mit bes. Berücksichtigung der Leitfossilien 2.

Stuttgart: SAUER: Gesteinskunde 2, Geol. von Württemberg 2, Üb., Anl.; M. SCHMIDT: Versteinerungskunde, bes. württemberg. Leitfossilien 1, 2.

* * *

Bergakademie Berlin: WAHNSCHAFFE: Allgemeine Geol. 3, Die Geol. des Quartärs mit bes. Berücksichtigung des norddeutschen Flachlandes 1; RAUFF: Formationslehre mit Üb. 6, BEYSCHLAG: Lagerstättenlehre I: Über Kohlen, Kohlenwasserstoffe und Salzlagerstätten 3; POTONIÉ: Ausgewählte Kapitel aus der Paläobotanik 1, paläobotanische Anl. und Coll.; KRUSCH: Lagerstättenlehre II: Erzlagerstätten 3, Üb. dazu 1, Die Versorgung Deutschlands mit metallischen Rohstoffen (Erzen und Metallen) 1; KEILHACK: Anleitung zu g. Beobachtungen 2; DENCKMANN: Die Geol. des Siegerlandes und ihre Nutzanwendung auf die Siegerländer Spateisensteingänge 1; MICHAEL: Die Geol. Deutschlands mit besonderer Berücksichtigung der nutzbaren Lagerstätten 2; GAGEL: Die Geol. der deutschen Schutzgebiete mit bes. Berücksichtigung der nutzbaren Lagerstätten; KÜHN und FINCKH: Petrographie mit

Üb. 4, Anl. (Petrogr.); Finckh: Methoden der Gesteinsuntersuchungen mit Üb. 2; Weissermel: Die Geol. der deutschen Braunkohlengebiete 1; Bärtling: Die Lagerstätten der nicht metallischen nutzbaren Mineralien 1; Gothan: Paläobotanische Üb. 1; Harbort: Ausgewählte Kapitel aus der Paläontologie mit bes. Berücks. der für die Geol. Deutschlands wichtigsten Leitfossilien nebst Anleitung zu deren Bestimmung 1, Das Mesozoikum Norddeutschlands 1.

Bergakademie Clausthal: Bode: Allgemeine Geol. 3, Paläontologie 2, Üb., Anl.; Bruhns: Lehre von den Erzlagerstätten 3; Üb. und Anl. (Petrogr.); Baumgärtel: Gesteinsmikroskopie 4, Die nicht metallischen nutzbaren Mineralien, ihr Vorkommen, ihre Bedeutung und ihre Gewinnung 1.

Bergakademie Freiberg i. S.: Beck: Geol. 5, Versteinerungslehre 2, Lagerstättenlehre 2; Stutzer: Kohle, Kali und Petroleum 2.

* * *

Hamburgisches Kolonialinstitut: Gürich: Die g. Verhältnisse der deutschen Schutzgebiete 2, D. g. Grundlagen der Bodenkunde 1, Exk.; Wysogorski: Die Wasserführung des Bodens mit bes. Berücksichtigung der Verhältnisse in den Kolonien 1.

Akademie Posen: Mendelsohn: Der Aufbau der Erdrinde. Das Tertiär und das Diluvium 1.

Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft Frankfurt a. M.: Drevermann: Eiszeit und Urgeschichte des Menschen 1.

Polytechnikum Cöthen: Foehr: g. Üb. 4, Anl.

* * *

Landwirtschaftl. Hochschulen.

Berlin: Fliegel: Einführung in die Geol. 2, (Mineralogie und) Gesteinskunde 2, Exk.; Schucht: Wissenschaftliche Bodenkunde 4.

Bonn-Poppelsdorf: —

Hohenheim: Plieninger: Geol. I.3.

* * *

Forstakademien.

Eberswalde: Krause: Geol. 2, Üb.

Eisenach: —

Münden: —

Tharandt: Vater: (Mineralogie und) Petrographie 4.

B. Österreich.

Brünn: Rzehak: Geol. I (Petrographie) 3; Oppenheimer: Paläontologie 1.

Graz: Kossmat: Photographie und dynamische Geol. 3, der g. Bau von Österreich-Ungarn 2, Üb.

Prag: Redlich: Geol. I (Einleitung, Petrographie, Tektonik) 2, petrogr. Üb.

Wien: Toula: Geol. I.: Petrographie oder Gesteinslehre und dynamische Geol. 2, Üb.

* * *

Hochschule für Bodenkultur Wien: Koch: (Mineralogie und) Petrographie 5; Till: G. Einführung in die Bodenkunde 1, g. Üb.

Montanistische Hochschule Leoben: Granigg: Petrographie 2, Lehrstuhl für Geol., Pal., Lagerstättenlehre: vacat.

C. Schweiz.

Zürich: s. Universität Zürich.

IV. Bücher- und Zeitschriftenschau.

JAMES PARK, **A Text-book of Mining Geology for the Use of Mining Students and Miners.** 3. Aufl. 1911. 6 Sh.

Professor PARKS hübsche kleine Geologie für Studierende des Bergfachs und für Bergleute ist bereits in dritter Auflage erschienen — der beste Beweis für ihre Brauchbarkeit und für die Erfüllung des Zweckes, dem sie dienen soll. Wir haben im Deutschen kein Buch, das wir mit diesem der ganzen Anlage nach vergleichen können. Das ist ganz bezeichnend. Eine kleine handliche Geologie, die das enthält, was der Bergmann braucht, wird in Neu-Seeland eher geschrieben als in Deutschland. Der Inhalt des Buches gliedert sich folgendermaßen: Das erste Kapitel ist eine kurze Einführung in die allgemeine Geologie, namentlich die Petrogenesis, das zweite bringt eine Klassifikation der Mineral-lagerstätten. Der nächste Abschnitt beschäftigt sich mit den Erzgängen, das folgende mit der Tektonik. Dann folgen Kapitel über die Entstehung der Erzlager, über die Theorie der Erzgangbildung. Das letzte Drittel des Buches betrachtet die Lagerstätten vom praktischen Gesichtspunkt und behandelt die wirtschaftliche Seite der verschiedenen Bodenschätze, wie Probeentnahme und Erzbewertung und die Bergwerksprüfung und -bewertung. Ein Vergleich mit der 2. Auflage zeigt, daß der Verf. vielfach Verbesserungen angebracht und Irrtümer ausgemerzt hat. Neu eingefügt ist ein kurzer Abschnitt über das Salz. WCKS.

HÖFER VON HEIMHOLT, H., **Grundwasser und Quellen, eine Hydrogeologie des Untergrundes.** XI u. 135 S. 51 Textfiguren. Braunschweig 1912 bei Vieweg u. Sohn. geb. 4 ℳ.

KEILHACK, K., **Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde.** XII u. 545 S., 249 Textfig., 1 Taf. Berlin, 1912 bei Bornträger. Brosch. 20 ℳ.

Zusammenfassende und wirklich das neue Material berücksichtigende Darstellungen dieses dem Geologen so wichtigen Gebietes von geologischer Seite fehlten seit langer Zeit ganz. So ist es sehr erfreulich, daß jetzt fast gleichzeitig von zwei berufenen Forschern umfangreiche Darstellungen erschienen sind, sowie daß dem Vernehmen nach von STEUER eine umfassende Arbeit über das Gebiet der Geologie des Wassers in absehbarer Zeit zu erwarten ist.

Das HÖFERsche Buch ist aus Vorlesungen entstanden. die der Verf. an der montanistischen Hochschule zu Leoben gehalten hatte. Es wendet sich in erster Linie an den Wassertechniker und sucht ihm den innigen Zusammenhang zwischen der Zirkulation des unterirdischen Wassers und dem geologischen Bau des Untergrundes zu veranschaulichen. Es dient aber auch dem Fachgeologen und ist in seiner klaren, vielfach auf Beispiele gestützten Darstellung ein sehr willkommenes Hilfsbuch. Es behandelt der Reihe nach die Beschaffenheit und Beurteilung des Wassers, die atmosphärischen Niederschläge und ihre Versickerung, das Grundwasser, das Felswasser, die Quellen und Mineralquellen, die Temperatur des Bodenwassers und der Quellen, ihre Ergiebigkeit, die Mineralisation des Bodenwassers, die Abhängigkeit der Wassergüte von geologischen Verhältnissen, die Beeinflussung der Quellen und des Grundwassers die Schutzfelder und die Wasserversorgung der Ortschaften. Die VOLGERsche Kondensationshypothese wird als unhaltbar angesehen, die BEAUMONT-SUESSsche

Hypothese vom juvenilen Wasser, »nur für einige Fälle« als brauchbar erklärt.

Das sehr viel umfangreichere Keilhacksche Buch ist ebenfalls nicht bloß auf Geologen berechnet, sondern wendet sich auch an all die zahlreichen Praktiker, die mit dem Wasser zu tun haben. Es bringt daher eine ausführliche Darstellung der geologischen Verhältnisse, deren Kenntnis zum Verständnis des Buches notwendig ist. Bei der Besprechung der Diaklasen würde es dem Ref. übrigens erwünscht erscheinen, daß auch die neueren umfangreichen Arbeiten über die Kluftsysteme Südwestdeutschlands erwähnt würden. — Es folgen dann der Reihe nach Abschnitte über die Entstehung des Grundwassers, das physikalische Verhalten der Gesteine an sich gegenüber dem Wasser, das Grundwasser in lockeren durchlässigen Bildungen, das Grundwasser in festen, an sich durchlässigen und nur im Großen durchlässigen Gesteinen, artesisches Wasser, die Entstehung der Quellen, die Chemie des Grundwassers, die Wasseruntersuchung, die Aufsuchung von Wasser, Gesetzgebung und Rechtsprechung (von dem Bruder des Verfs. Amtsgerichtsrat H. Keilhack). Hinsichtlich der Benennung des Grundwassers weicht der Verf. von Steuer ab. Er schreibt der Kondensationstheorie von Volger eine ziemlich große Bedeutung, dem juvenilen Wasser nur geringe Bedeutung zu. Obwohl man in diesen und einigen weiteren Punkten anderer Meinung sein kann, so ist das Buch doch jedenfalls ein sehr willkommener und wertvoller Zuwachs unserer Wasserliteratur.

Sal.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Herausg. v. d. Preuß. Geol. Landesanstalt. 1 : 25000. Berlin 1912. Lieferung 184. Blatt Hünfeld, Fulda, Weyhers und Tann mit Erl.

Mit dem Erscheinen dieser letzten Lieferung in 4 Blättern findet die geologische Kartendarstellung des Rhöngebirges, wenigstens soweit letzteres zu Preußen und den Thüringischen Staaten gehört, ihren definitiven Abschluß.

An dem geologischen Aufbau des Gebietes beteiligen sich beinahe der gesamte Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper, Miocän, Pliocän, Basalt, Phonolith nebst zugehörigen Tuffen und Breccien, Diluvial- und Alluvialbildungen. Hiervon fällt dem Buntsandstein auf den 3 Blättern des westlichen Vorlandes die größte Rolle zu, während auf Blatt Tann der Muschelkalk relativ größere Ausdehnung gewinnt.

Die verschiedenen Schichten sind horizonal gelagert. Aber die Einförmigkeit des Bildes erfährt vielfach Unterbrechung durch Verwerfungen, namentlich in Grabeneinsenkungen. Bei den Bruchlinien herrschen 2 Richtungen vor, die von S. nach N. und die von SO. nach NW., die bei gegenseitiger Durchkreuzung Komplikationen zeigen. Oft treten Basaltdurchbrüche an ihnen auf.

Desgl. Lief. 170. Blatt Greifenberg, Kölpin, Witzmitz, Regenwalde und Gr. Borckenhagen.

Die Blätter dieser Lieferung umfassen Teile Hinterpommerns, liegen in der nördlichen Abdachung des baltischen Höhenrückens und stellen ein von über 110 bis auf etwa 10 m ü. d. M. nach NW. absinkendes Gelände dar, das bis auf einige kleine, als Schollen zu deutende Mitteloligocänvorkommen auf Blatt Gr. Borckenhagen ganz aus quartären Bildungen aufgebaut ist.

Die Hochflächenbildungen sind vorwiegend aus der Grundmoräne der letzten Eiszeit zusammengesetzt; der Geschiebemergel zeigt teils die Form der stark welligen Moränenlandschaft, teils die der Grundmoränenebene; Drums sind auf den Blättern Regenwalde und Gr. Borckenhagen häufig. Endmoränenbildungen wurden in der Südhälfte von Blatt Gr. Borckenhagen nachgewiesen, ohne daß ein zusammenhängender Zug festgestellt werden konnte. Sehr auffällige Gebilde sind die endmoränenartigen Erscheinungen auf den Blättern Greifenberg, Kölpin und dem nördlichen Teile von Witzmitz. Sie bestehen aus Sanden und Feinsanden des aufgepreßten Untergrundes und sind zum Teil in ostwestlich verlaufenden Zonen angeordnet, die noch weit über

die Grenzen der aufgenommenen Blätter hinaus fortsetzen. Sie gehören zu den Durchragungen und sind als Staumoränen aufzufassen. Auf dem Blatte Gr. Borckenhagen treten einige, z. T. mehrere Kilometer lange, radial zum Eisrande verlaufende Oser auf.

Die Diluvialtäler des Gebietes weisen drei Talstufen auf und gehören zwei Systemen an, wonach im allgemeinen ostwestlich verlaufende Längstäler und südnördliche subglaziale Quertäler unterschieden werden können. Der Verlauf der alten Stromtäler ist vielfach undeutlich geworden, teils durch spätere Zerstörung ihrer Absätze, teils durch Überdeckung mit jüngeren, alluvialen Bildungen, unter denen oberflächlich der Flachmoortorf am weitesten verbreitet ist.

Die besondere Untersuchung der größeren Moore auf den Blättern Greifenberg, Kölpin und Witzmitz bis auf den mineralischen Untergrund ergab eine meist bedeutende Mächtigkeit der die Humusablagerungen unterlagernden Sapropelbildungen; die Ergebnisse der zu diesem Zwecke niedergebrachten zahlreichen Tiefbohrungen sind in die Kartenblätter eingetragen.

Desgl. Lief. 151. Sie umfaßt die von Schucht aufgenommenen Blätter Cuxhaven (mit der Insel Neuwerk), Midlum und Westerwanna, also denjenigen Teil der Nordseeküste, der die Mündungen der Elbe und Weser voneinander scheidet.

An den diluvialen Geestrücken der Hohen Lieth lehnen sich nach O. zu die Alluvionen des Landes Hadeln, nach W. die des Landes Wursten an.

Der Geestrand ist nach O. und W. von zahlreichen Rinnen durchbrochen, die zum Teil mit Abschlämmassen, zum Teil mit moorigen Bildungen erfüllt sind.

Nach dem Duhner Watt und den Wurstener Marschen zu bildet die Geest meist Steilufer, während sie sich nach den Alluvionen des Landes Hadeln zu flach abdacht, um weiter westwärts an verschiedenen Stellen inselförmig wieder hervorzutreten, z. B. bei Westerwisch und nordwestlich von Süderwisch und insbesondere auf Blatt Westerwanna. Sowohl die Marschen des Landes Hadeln, wie die des Landes Wursten sind von der Geest, wenn nicht überall, so doch auf größere Erstreckung, durch einen mehr oder weniger breiten Saum von Moorbildungen, sogenannten Randmooren, getrennt. Zum Teil lagern diese Moore auf Schlickalluvionen, unter denen sich oft wieder ältere Moorbildungen nachweisen lassen. Ein großer Teil der Hochmoore des Blattes Westerwanna lagert auf alluvialen und diluvialen Sanden.

Dem nördlichen Geestrande und der Wurstener Marsch sind nach NW. zu bei Ebbe weit ausgedehnte, bis über 20 km weit sich erstreckende Watten vorgelagert; bei Hochwasser ragen nur die Inseln Neuwerk und der Scharhörn-Sand aus dem Wattenmeer hervor.

Der geologische Aufbau der Geest ist ausschließlich diluvial. Tertiär wurde nur bei tieferen Bohrungen angetroffen, und zwar bei Altenwalde und bei Döse bei 168 m Tiefe; letztere Bohrung erreichte die Kreide bei 450 m.

Das Diluvium besteht vorwiegend aus sandigen Bildungen. Die Grundmoräne konnte in größerer Flächenausdehnung nur im nördlichen Teile des Blattes Altenwalde, in kleinen Flächen noch in der Umgegend von Nordholz und Westerwanna nachgewiesen werden; sie scheint jedoch im tieferen Untergrunde auch des weiteren Geestgebietes meist vorhanden zu sein.

Die Randmoore, die den Geestrand umsäumen, sind zum Teil Flachmoore, die jedoch an vereinzelten Stellen Reste früherer Hochmoorbedeckung aufweisen, zum Teil Hochmoore.

Die Schlickalluvionen von Hadeln und Wursten zeigen die Gesetzmäßigkeit der Bildung von »Hochland« und »Sietland« und des allmählichen Übergangs von Schlicksanden zu Schlicktonen.

Desgl. Lief. 180. Blätter Langeoog, Spiekeroog, Esens, Karolinensiel, Middels und Wittmund.

Sie bringen ein größeres Gebiet aus dem nordöstlichen Ostfriesland zur Darstellung. Der festländische Teil dieser Lieferung erhält sein Gepräge durch die auch für das weitere Küstengebiet der

Nordsee charakteristischen Bodengebilde von Geest, Moor und Marsch; die beiden Gestadeinseln zählen zur Reihe der ostfriesischen Inseln.

Die Oberflächengestaltung Ostfrieslands zeigt im allgemeinen einfache Geländeformen. Der Hauptgeestrücken Ostfrieslands erstreckt sich von der oldenburgischen Geest aus von SO. nach NW., und dieser Geestrücken ist von zahlreichen Tälern durchschnitten, die von der Wasserscheide aus nach NO. und SW. verlaufen und dadurch eine Parallelrückenlandschaft erzeugen. Sowohl auf der Mitte dieses Rückens, wie auch in seinen randlichen Gebieten treten zum Teil sehr ausgedehnte Moore auf. Die Geest und ihre Randmoore werden, außer nach Süden zu, von den Niederungen der fruchtbaren Marschen umsäumt, die namentlich in den Mündungsgebieten der Weser und Ems große Ausdehnung gewinnen.

Nach der Nordsee zu wird das Watt durch die Reihe der ostfriesischen Inseln begrenzt. Nördlich dieser Inselreihe dacht sich der Meeresboden dann allmählich zum eigentlichen Nordseebecken ab. Dem Watte sind nach der See zu zahlreiche langgestreckte Sandbänke, »Platen«, vorgelagert; auch die ostfriesischen Inseln selbst sind nichts anderes als große Sandplaten, die erst dadurch, daß die Flugsande sich auf ihnen zu vielkuppigen Dünen auftürmten, zu eigentlichen Inseln emporwuchsen.

Die diluvialen Höhenböden Ostfrieslands erreichten in ihren mittleren Teilen Höhen von 5—10 m über N.N.; an wenigen Stellen, und zwar in Dünengebieten, finden wir Höhen von 12— 14 m. In ihren randlichen Gebieten flacht sich die Geest immer mehr ab und wird hier von den Randmoor- und Marschalluvionen begrenzt, deren Höhenlage selten über 1,5 m hinausreicht, zuweilen sogar etwas unter N.N. hinabsinkt.

Die älteste Formation, die uns aus Ostfriesland bisher bekannt geworden ist, ist das Tertiär; man hat es jedoch nur bei tieferen Bohrungen erreicht, zum Beispiel bei Aurich, wo man bei 90 m Tiefe Braunkohle und Quarzsande erbohrte, die tertiären Alters (?Miocän) sind. Über dem Tertiär lagert das Diluvium, das wir in zwei Abteilungen gliedern: in ein älteres, fluviatiles, und ein jüngeres, glaziales. Man kann den Nachweis führen, daß diese diluvialen Bildungen aus Ablagerungen zweier Eiszeiten bestehen. Bei der Darstellung des Diluviums auf der Karte wurde der jetzt vorherrschenden Ansicht Rechnung getragen, das die letzte Vereisung die Weser nicht überschritten hat, daß das ostfriesische glaziale Diluvium also der vorletzten oder Saale-Eiszeit (Hauptvereisung) angehört. Die älteren, fluviatilen Bildungen fallen dagegen in die älteste Diluvialzeit, und zwar im wesentlichen wohl in die drittletzte oder Elster-Eiszeit.

Das fluviatile Diluvium besteht aus schwarzen fossilfreien Tonmergeln und Mergelsanden, sowie aus Kiesen und Sanden, die insgesamt oft über 70 m mächtig werden können und sehr wahrscheinlich durch von S., bzw. SO. kommende Flüsse abgelagert sind. Daß sie diluvialen Alters sind, das beweisen u. a. die wenn auch meist nur ganz vereinzelt auftretenden Feldspate in den Kiesen und Sanden, sowie die nordischen Kiese und Gerölle, die in ihnen bei etwa 40 bis 50 m Tiefe bei verschiedenen Bohrungen auftreten, ferner die Tatsache, daß sich diese Bildungen, namentlich die schwarzen Tonmergel, als durchgehender Horizont nach dem Elbgebiete hin verfolgen lassen, wo in ihrem Liegenden die Grundmoräne der ältesten Vereisung nachgewiesen ist.

Als nun die Hauptvereisung von NO. her ihre Gletscher über Ostfriesland ausbreitete, fanden diese hier ein im großen und ganzen ebenes Gelände vor, das aus den schwarzen Tonen und den mit ihnen oft wechsellagernden fluviatilen Kiesen und Sanden bestand. Auf dieser fast ebenen Niederung lagerte dann das abschmelzende Inlandeis seine Moränen in Form von Geschiebemergel, Kiesen und Sanden ab, deren Mächtigkeit selten mehr als 15 m erreichte.

Die deutsche Nordseeküste hat sich nach dem Rückzuge des Inlandeises um mehr als 20 m gesenkt. Den Beweis für diese Annahme bringt die Tatsache, daß sich das Diluvium bis zu dieser Tiefe in flacher Abdachung unter den Alluvionen

der Nordsee fortsetzt, und daß wir auf diesen gesunkenen Geestgebieten Heidevegetation, Wälder und Moore nachweisen können. Die altalluviale Küste hat sich nordwärts noch über die Kette der Gestadeinseln hinaus erstreckt. Ob und inwieweit diese allgemeine, in die Litorinazeit fallende Senkung durch Zeiten des Stillstandes oder gar vorübergehender Hebungen unterbrochen war, ist eine Frage, die sich heute noch nicht entscheiden läßt. Nur so viel steht fest, daß mindestens seit Beginn unserer Zeitrechnung eine meßbare säkulare Küstensenkung nicht mehr stattgefunden hat.

Desgl. Lief. 114. Blätter Lehesten, Lobenstein mit Anhang Titschendorf und Hirschberg (Thüringen). Aufgenommen von K. Th. Liebe und E. Zimmermann. Mit Erl. à 2 M. 1910—1912.

Diese drei Blätter stellen einen der interessantesten und lehrreichsten, aber auch schwierigsten Teil des Ostthüringischen Schiefergebirges dar. Zwar sind außer etwas Diluvium und Alluvium nur die 4 Formationen Cambrium, Silur, Devon und Kulm vorhanden, aber jede mit verschiedenen Stufen; die Buntheit des Kartenbildes wird indessen erst durch die verwickelten Lagerungsstörungen und die vielen Eruptivgesteine erzeugt. Der größere Westteil des Kartengebietes zeigt die Sedimente und älteren Eruptivgesteine meist in ihrer für Thüringen normalen Facies, der viel kleinere Ostteil in dynamometamorpher Facies; stellenweise kommt eine noch jüngere kontaktmetamorphe Facies hinzu. Die Schichtengliederung weicht im allgemeinen nicht von der sonstigen Ostthüringens ab.

Als Cambrium sind, wie bisher in diesem Kartenwerk, die Schiefer mit *Phycodes circinnatum* dargestellt; das Leitfossil ist stellenweise reichlich und in schöner Ausbildung vorhanden. Das Untersilur besteht durchgängig aus einem unteren und einem oberen Tonschiefer, wozu auf Blatt Lobenstein und Hirschberg überall ein zwischengeschalteter Quarzit kommt; auf Blatt Lehesten fehlt dieser oft, dagegen tritt hier ein anderer Quarzit an der Basis auf. Am Mächtigkeit untergeordnete, und nicht durchgehende, aber im übrigen wichtige Einlagerungen sind die beiden Thuringithorizonte, deren oberer oft oolithisch, im metamorphen Gebiet als Chloritschiefer voll Magnetitkrystalle oft reich an roten Granaten, ausgebildet ist. Fossilien sind selten und ohne besondere Bedeutung, abgesehen von *Echinosphaerites*. Als Mittelsilur sind die Kiesel- und Alaunschiefer des unteres Graptolithenhorizontes dargestellt; zahlreiche Fundorte mit vielen Arten von *Mono-*, *Diplo-*, *Cyrto-* und *Climacograptus* und *Rastrites* werden aufgeführt. Das Obersilur aus einem unteren fossilleeren Ockerkalk und einem oberen Alaunschiefer (letzterer mit *Monograptus* und *Ceratiocaris*) gebildet, fehlt häufig, nach Liebe infolge Wiederzerstörung während des frühen Unterdevons. Als metamorpher obersilurischer Kalk werden auf Blatt Hirschberg auch 8 Vorkommnisse von Granatfels gedeutet, deren eines auch noch andere auffällige Mineralien führt. Dem Unterdevon werden, ebenfalls in Einklang mit den älteren Nachbarkarten, die Tentaculitenschiefer mit den Nereitenquarziten und Knollenkalken zugerechnet, die von manchen neuerdings als mitteldevonisch angesehen werden, im Gebiete der drei Blätter aber außer massenhaften *Tentaculites* und *Styliola* und seltenen *Favosites* keine Versteinerungen geliefert haben. Das Mitteldevon besteht aus Tonschiefern, Grauwacken und Tuffen und hat keine besondere Bedeutung. Das Oberdevon ist nur auf Blatt Lehesten rein sedimentär (aus Schiefern, Kalken und Quarziten) aufgebaut, aber frei von Fossilien; auf Blatt Lobenstein und Hirschberg kommen ein Kramenzelkalk mit Goniatiten (auch Cheiloceren) und Clymenien, sowie ein Korallenkalk mit *Phillipsastraea* und *Stromatopora*, vor allem aber Diabastuffe dazu; letztere sind zum Teil sogar die einzigen Vertreter. Der Unterculm besteht aus Tonschiefern, Sandsteinen und Grauwacken, schließt die berühmten Lehestener und Wurzbacher Dachschiefer ein und führt an der Basis radiolarienreiche Phosphoritknollen, stellenweise kleine Konglomeratlager, höher oben die klassischen Fund-

orte für die problematischen Fossilien *Dictyodora* und *Phyllodocites*. Der Oberculm, meist Grauwacken, schließt jenes stärkere Konglomeratlager ein, das Kalkowsky als Gerölltonschiefer beschrieben und als glazial gedeutet hat.

Von großer Bedeutung, in verschiedener Hinsicht, sind die paläovulkanischen Eruptivgesteine, die sämtlich der Familie der Diabase angehören, aber mannigfaltig (auch als Variolit und Paläopikrit) ausgebildet und mit bestimmten Ausbildungen meist auf bestimmte Niveaus beschränkt sind; die Frage, welche Vorkommen als echte Ergüsse, welche als Intrusivlager zu deuten sind, wird erörtert, aber nicht endgültig behandelt. Im Culm fehlen diese Gesteine ganz, im Devon sind sie in allen Stufen am zahlreichsten und mächtigsten, im Silur und Cambrium sind sie spärlicher. Ihre Hauptverbreitung besitzen sie in den genannten Schichten auf Blatt Hirschberg und Lobenstein, wo sie die Sedimente fast ganz verdrängen können; auf Blatt Lehesten nehmen sie von O. nach W. schnell ab, und das Westthüringische Schiefergebirge ist bekanntlich in allen Stufen fast frei von Diabasen. Im metamorphen Gebiet von Blatt Hirschberg sind auch die Diabase mehr oder minder dynamometamorph, schiefrig geworden, chloritisiert, uralitisiert oder aktinolitisiert zu Epidiorit, Uralitporphyr und grobstrahligem Aktinolithfels.

Die Tektonik wird beherrscht durch die varistische Faltung, insbesondere den Ostthüringischen und den Hirschberger Hauptsattel und die Ostthüringische Hauptmulde; damit ziemlich parallel ist die (transversale) Schieferung, die fast ausnahmslos nach NW. einfällt. Weniger auffällig ist die hercynische Faltung, deren Hauptsattel als Frankenwäldischer bezeichnet wird. Die Durchkreuzung beider Faltensysteme, die theoretisch vielfach geleugnet wird, wird in den Erläuterungen eingehend verfolgt, und denen zu Blatt Lobenstein sind schematische Bilder, denen zu Blatt Hirschberg sogar 2 besondere, über das Spezialgebiet hinausgreifende tektonische Übersichtskarten, eine bunte und eine noch weiter vereinfachte in Schwarzdruck, im Maßstab 1 : 100 000 beigegeben, um die Einsicht in diese, durch zahlreiche Verwerfungen noch verwickelter gewordenen Verhältnisse zu erleichtern. Auf dem letztgenannten Kärtchen sind die tektonischen Linien auch noch mit Namen bezeichnet, auf dem bunten Kärtchen auch die zahlreichen Erzgänge übersichtlich eingetragen. Die Verwerfungen haben meist hercynische Richtung und sind zum Teil sehr bedeutend; von den varistisch gerichteten haben die beiden Göttengrüner nicht bloß eine ungewöhnliche Länge über mehrere Kartenblätter hinweg, sondern noch die besondere Bedeutung, daß zwischen ihnen ein Culmstreifen weit in ein sonst ganz culmfreies Gebiet eindringt, und daß dieser Streifen das dynamometamorphe Gebiet im SO. vom normalen im NW. trennt. Das Alter vieler Verwerfungen ist präpermisch; auf einigen von diesen haben auch wieder jüngere Verschiebungen stattgefunden; manche mögen überhaupt nur jung sein.

Die Ostthüringischen Granitstöcke schließen sich alle dem Frankenwaldsattel an (hierzu Übersichtsskizze!), der größte, der vom Hennberg, sitzt auf der Kreuzung dieses Sattels mit der Ostthüringischen Hauptmulde und hat auch den Culm verändert. Am Saalbacher Kontakthof (der übrigens jünger als die Dynamometamorphose ist!) ist die Erosion noch nicht bis zum Granit hinab vorgedrungen. An diesen Stöcken ist die Metamorphose gekennzeichnet durch Chiastolith, Andalusit und Cordierit, auch durch Granat- und Magnetitfels. Im dynamometamorphen Gebiet (Cambrium und Silur) bei Hirschberg liegen dagegen mehrere Granitvorkommen, die selbst gneisartig sind (»Hirschberger Gneis«) und keinen oder nur einen sehr schmalen Kontakthof haben, der durch Sprödglimmer und Hornblende charakterisiert ist; auch scheinen diese Gneisgranite konkordant eingelagert zu sein und dürften wohl älter als die ersterwähnten Granite sein.

Von den auf allen drei Blättern sehr zahlreichen Eruptivgängen gehören viele genetisch wahrscheinlich zu den jüngeren Granitstöcken, doch wurden

sie mit den echt-mesovulkanischen Gängen vereinigt. Sie gehören meist der lamprophyrischen Gangfamilie an und zeigen mannigfaltige Ausbildung, außerdem sind noch besonders wichtig und selbständig Gänge von Quarzporphyr und Mesodiabas. Über Verbreitung und Richtung der Gangzüge gibt die bei den Granitstöcken erwähnte Übersichtsskizze ebenfalls Auskunft.

Von den oben erwähnten Erzgängen, vorwiegend Spateisen, zum Teil mit Kupfer- und Nickelerz, auch mit Wismut und Flußspat, wurden 118 ehedem bergmännisch bebaut; sie werden namentlich aufgeführt, ihre Verhältnisse einschließlich Mineralreichtum und Paragenesis eingehend behandelt, in Verbindung mit ihnen auch die Lobenstein-Stebener Stahlquellen besprochen.

Auf die ehemalige Landoberfläche der Rotliegendzeit deutet vielleicht die (nur am Südrand von Blatt Lehesten vorhandene) sekundäre Rötung; sehr ausgesprochen und ausgedehnt sind die Reste der »präoligocänen« fast ebenen Landoberfläche, in der die gewaltigen ursprünglichen Niveauunterschiede des so verwickelt gebauten Gebietes ganz verloren gegangen sind; auch die Mäander des Saaltales sind von diesem Bau unabhängig, zum Teil in schroffem Gegensatz dazu, also wohl sicher epigenetisch. — Auf der Fastebene ist tiefgehende Verwitterung weit verbreitet, einzelne Härtlinge ragen über sie empor. Sicher glaziale Bildungen fehlen; die von Dathe dafür angesehenen sind es nicht; auffällig sind aber gewisse Talendenformen und Blockanhäufungen. Im Saaltale treten einige Schotterterrassen in verschiedenen Höhen auf. Sehr zahlreich, aber meist sehr klein sind alluviale Quellmoorhügel.

Fortschritte der Naturwissenschaftlichen Forschung, herausg. v. E. Abderhalden. Berlin u. Wien, Urban und Schwarzenberg.

Bd. 6, 1912, enthält u. a.:

A. Rühl: Eine neue Methode auf dem Gebiete der Geomorphologie. Hier wird auf 64 Seiten eine lehrreiche und gut verständliche Übersicht über die heutige Methode der Geomorphologie gegeben, wie sie durch Davis eingeführt ist.

W. Halbfass: Der gegenwärtige Stand der Seenforschung. 66 S.

Bd. 7. 1913, enthält u. a.:

H. Klaatsch: Die Entstehung und Erwerbung der Menschenmerkmale, II. Teil. Im ersten Teile dieser Arbeit, der im 3. Bande erschienen war, hatte der Verf. die Entstehungsgeschichte der Menschenhand behandelt. Jetzt folgt im 2. Teile der Menschenfuß und der aufrechte Gang. Auch wer nicht mit allen Ausführungen des Verf. einverstanden ist, wird sie doch mit dem größten Interesse lesen. St.

Bollettino della Società geologica italiana. Vol: XXX. 1911.

1. A. Galdieri: Raffaele Vittorio Matteucci XLIII—LVIII Nekrolog mit Publikationsverzeichnis.

2. Guide alle escursioni del XXX. Congresso della S. G. I. LIX–CXXII. Mit einer geologischen Karte des Grignagebirges und der Val Sassina (1 : 100 000). I. M. Cermenati, G. De Alessandri, E. Mariani, G. Martelli: La Valsassina, II. A. Tommasi, E. Mariani, G. De Alessandri: Il gruppo delle Grigne, III. G. Bussandri, C. Airaghi: Il Monte Barro. Mit einer geologischen Kartenskizze 1 : 25 000.

Diese 3 Aufsätze bilden einen Abriß der Stratigraphie, Geologie und Tektonik des Gebietes östlich des Lago di Lecco und des Mte. Barro mit ausführlichem Literaturverzeichnis. I. enthält außerdem noch einige Notizen über Bergwerke und Steinbrüche, sowie über die wichtigsten Mineralien. Hingewiesen sei noch auf die Exkursionsprogramme des Kongresses p. CXXI—CXXII und CXXXIII—CXXXVII.

3. T. Taramelli: Commemorazione di A. Stoppani. CXCIV—CCXXVII.

4. E. Repossi: Gita in Valsassina. CCXXXV—CCXLVIII. P. Zuffardi: Gita nella valle di Esino. CCXLIX—CCXLXXVI. G. Bussandri: Escursione

sul Monte Barro. CCCLXXIII—CCCLXXVIII. R. Fabiani: Gita Lecco-Novate-Como. CCCLXXIX—CCCLXXXV. C. B. T.: Gita di chiusura alla Fonte Bracca in Val Brembana. CDXXI—CDXL. B. B. N.: Gita fuori programma alle cave di Cuasso al Monte. CDXLI—CDXLIX. Ausführliche Beschreibungen der Exkursionen des Kongresses.

5. V. Sabatini: Il terremoto calabro-siculo del 28 decembre 1908. CCXCIX—CCCXXXIX. Eine Beschreibung des Erdbebens von Messina-Reggio und seiner Ursachen.

6. M. Cermenati: Da Pilnio a Leonardo, dallo Stenone allo Spallanzani. (Incunaboli della geologia Lariano—Val sassinese). CDLI—DIV. Eine Geschichte der Geologie und Mineralogie Italiens.

7. G. Rovereto: Studi di geomorfologia argentina. I. La Sierra di Cordova (Tav. I. II.). 1—19. Der Verfasser erkennt in diesem argentinischem Gebirge 4 Fastebenen in verschiedener Höhe übereinander und 3 verschiedene Erosionszyklen. Die in der Längsrichtung auftretenden Flußläufe betrachtet er als die ältesten Wasserrinnen, die ursprünglich von einer nach Süden gerichteten Abdachung abhingen, dann aber von Westen her (Rio Tercero) angezapft wurden.

8. C. Bonomini: Sul glaciale del Garda. 20—24. Am Gardasee sind nur drei Eiszeiten nachweisbar: Mindel, Riß, Würm. Die Spuren der Günz-Eiszeit wurden von der darauffolgenden Periode verwischt.

9. A. Rosati: Su alcune rocce vulcaniche dei dintorni di Lunghezza (Roma). (Tav. III). 25—34. Beschreibt Leucitporphyre und vulkanische Tuffe.

10. A. Roccati: La galleria Branego sul tronco Vievola-Tenda della linea ferroviaria Vievola-Ventimiglia-Nizza. 35—48. Ein Profil durch Trias und Perm.

11. G. Trentanove: I fossili tortoniani di Quarata nei monti Livornesi. (Tav. IV. V.). 49—84. 50 Arten etwa; hauptsächlich Gastropoden und Lamellibranchiaten.

12. A. Silvestri: Sulla vera natura dei Palaeodictyon (Tav. VI. VII.). 85—107. Palaeodictyon wird unter die Algen eingereiht.

13. C. F. Parona: Sulla presenza del Turoniano nel monte Conero presso Ancona. 108—112. Fossilfunde liefern den genauen Nachweis für das Vorhandensein von Turon auch in diesem Teil des Apennin.

14. M. Taricco: Osservazioni geologico-minerarie sui dintorni di Gadoni e sul Gerrei (Provincia di Cagliari). 113—148. An dem Aufbau der Gebietes beteiligen sich: Kristalline Schiefer, vorwiegend porphyrische Eruptivgesteine, schwarze geschieferte, bisweilen graphithaltige Schichten (scisti neri ardesiaci o grafitici) oder Monograptusschichten, die dem Gothlandien angehören, und schieferige Kalke (calcari scistosi), mit mehr oder weniger guten Abdrücken von Orthoceras. Außerdem sind noch zu nennen Kalksilicathornfelse, die an dem Kontakt der Porphyre mit den Sedimenten, besonders mit den Kalken auftreten. In einem ausgedehnten Abschnitt werden Erze besprochen.

15. E. Clerici e G. De Angelis d'Ossat: Sui dintorni del Casale Lunghezza presso Roma. 151—166. Die Mächtigkeit des bimssteinartigen Materials mit gleichen chemischen, makro- und mikroskopischen Eigenschaften nimmt in der Richtung gegen die Sabatinischen Vulkane zu und vermindert sich in der Richtung gegen die Vulkane von Lazium. Der Säuregehalt des Bimssteins stimmt mit dem trachy-andesitischen Magma überein, während er weit entfernt ist von dem des leucitischen. Es erscheint daher ohne Zweifel, daß das Material von dem Vulkan des Lago di Bracciano und nicht von denen von Lazium stammt. Der vulkanische Tuff enthält Einschlüsse von den verschiedensten Ergußgesteinen und Sedimenten des Untergrundes.

16. J. Chelussi: Psammografia di alcuni pozzi trivellati della pianura padana. 167—182. An einer großen Anzahl von Bohrprofilen erkennt man die abwechselnde Reihenfolge von Ablagerungen aus den Alpen und dem Apennin.

17. J. Chelussi: Contribuzione alla psammografia dei litorali italiani. I. Sabbie dell' Adriatico da Ravenna a Bari. 183—202. Seeströmungen vermögen den Sand des Po und seiner Nebenflüsse bis südlich der Marken (Silvi in den Abruzzen) zu tragen und abzulagern. Zur Erklärung der Zusammensetzung der weiter südlich vorhandenen Sandablagerungen muß folgende Hypothese herangezogen werden: Der hohe Pyroxengehalt stammt von einem unter dem Meer anstehenden Eruptivgestein.

18. M. Craveri: Note preliminari sui fenomeni esodinamici dell' Ossola. 203 bis 244. Mit Literaturverzeichnis. Das Ziel dieser Arbeit ist, zu zeigen, wie man in einem beschränkten Gebiet der lepontinischen Alpen fast alle wichtigen exogenen Kräfte (Atmosphäre, Wasser und Organismen) beobachten kann.

19. R. Meli: Sopra alcune specie di bivalvi fossili dei dintorni di Monte S. Giovanni Campano in provincia di Roma. 245—252. »Über einige Arten fossiler Lamellibranchiaten von dem Monte S. Giovanni Campano in der Provinz von Rom.«

20. R. Meli: Sulla rimarchevole frequenza di proietti lavici bombiformi disseminati nella pozzolane bigie adiacenti alla stazione ferroviaria di Salone presso Roma. 253—259. »Über ein bemerkenswertes Vorkommen von vulkanischen Bomben in der grauen Puzzolanerde in der Nähe der Bahnstation Salone bei Rom.«

21. G. De Angelis d'Ossat: Sulla geologia della provincia di Roma XIV. Pozzo trivellato presso la nuova Officina del Gas di Roma. 260—262. Nachweis einer jungen kontinentalen Senkung.

22. A. Verri: Origine e trasformazioni della Campagna di Roma. 263—311. In 6 Kartenskizzen werden die charakteristischen Momente der Entwicklung festgehalten, insbesondere auch die Tätigkeit der jetzt erloschenen Vulkane.

23. G. Rovereto: Studi di geomorfologia argentina. II. Il Rio della Plata. (Tav. IX. X. XI.) 313—350. Der Verfasser hat in dieser Arbeit außer seinen eigenen Beobachtungen noch eine Reihe anderer Tatsachen (insbesondere über die hydrographischen Verhältnisse) ans den Akten des Ministeriums der öffentlichen Arbeiten zusammengestellt. Am Ende des Miocäns verschwand infolge Hebung des Landes das Binnenmeer (mare interno) und es trat an seine Stelle ein Meerbusen, der nach Beendigung des Pliocäns die Gestalt der heutigen Reede angenommen hat.

24. G. Di Stefano: Sui pesci fossili della pietra di Bismantova (Provincia di Reggio Emilia). (Tav. XII. XIII. XIV.) 351—422. Beschreibung einer großen Anzahl von Arten (Elasmobranchi) mit einigen phylogenetischen Ableitungen.

25. E. Cortese: I canali in rapporto alla planetologia di Marte. (Tav. XV.) 423—432. Die Kanäle stellen eine Reihenfolge von Dolinen (doline) dar, in denen sich die Vegetation konzentriert. Auf dem Mars gibt es weder Vulkane, noch Berge von bemerkenswerter Höhe.

26. C. De Stefani: Sunto geologico dei Sette Comuni nel Vicentino. 433 bis 456. Vornehmlich Stratigraphie und Morphologie. Die Gletscher der Val d'Assa erreichten in einer ersten Periode Asiago, Canove und das Tal von Roana, wo er präglaziale Ablagerungen unberührt ließ. In dem Maximum seiner Ausdehnung erreichte er Castelletto und den Astico; zog sich aber dann rasch bis Roana wieder zurück. In einer dritten und letzten Periode zog er sich noch weiter zurück bis schließlich zu seiner vollständigen Auflösung.

27. D. Lovisato: Altre specie nuove di Clypeaster del Miocene medio di Sardegna. (Tav. XVI. XVII.) 457—473. »Verschiedene neue Arten von Clypeaster aus dem mittleren Miocän von Sardinien.«

28. B. Lotti: La formazione arenaceo-marnosa dell' Umbria con fossili ritenuti miocenici è più antica delle argille scagliose con ofioliti. 474—478. »Die fossilführenden miocänen Mergelsande von Umbrien sind älter als die argille scagliose

mit Ophioliten.« Diese Tatsache ist nicht nur bemerkenswert für das Gebiet von Umbrien, sondern auch für den zentralen und südlichen Teil des Apennin, ja sogar für Sizilien.

29. G. De Angelis d'Ossat: Le acque dei calcari (Le sorgenti di Caposele). Tav. XIX. 479—492. Um sich eine bestimmte Vorstellung über die natürlichen Lösungsfähigkeiten und die begleitenden Erscheinungen wie über den Kalkgehalt der Gewässer zu machen, welche bebautes Land durchqueren, wurden einige Experimente ausgeführt.

30. A. Issel: Il Plutonio di Gorini. 493—496. Bringt die Aufklärung über ein Experiment, das von Paolo Gorini di Lodi im Jahre 1872 zur Darstellung künstlicher Vulkane ausgeführt wurde.

31. S. Franchi: Notizie preliminari sulla geologia dell' alta Valtellina. 497—517. Stratigraphie und Tektonik. Wie in den Südalpen allgemein, so kam auch in diesem Gebiet der gebirgsbildende Druck von Norden und erzeugte Überschiebungen nach Süden.

32. P. E. Vinassa de Regny: Sulla origine di talune impronte litorali fossili. 518—522. Abdrücke ähnlich denen von Palaeodictyon und Nemertilites können gegebenenfalls auch auf unorganische Art entstehen.

33. G. de Angelis d'Ossat: La geologia e la foresta. 523—528. Behandelt das forstwirtschaftliche Problem Italiens.

34. F. Sacco: La Puglia. (Tav. XX.) 529—638. Mit einer geologischen Karte 1 : 500 000. Der geologische Bau des Gebietes ist sehr einfach; es folgen aufeinander, fast ungestört, Ablagerungen der Kreide, des Tertiärs und des Quartärs. Die Arbeit ist daher ausschließlich stratigraphisch.

35. C. Bonomini: Origine delle marne interstratificate. 639—646. Die zwischen Kalken regelmäßig eingeschalteten Tone und Mergel sollen durch stufenweise wiederkehrende Veränderungen und Zersetzungen der Oberfläche der Schichten entstehen.

36. P. E. Vinassa de Regny e M. Gortani. Il motivo tettonico del nucleo centrale carnico. (Tav. XXI). 647—654. Bezeichnen die Karnischen Alpen im Gegensatz zu Frech, der dort fast nur Brüche beobachtet hat, als ein reines Faltengebirge.

37 A. Tommasi: Notizie sui fossili della lumachella triasica di Ghegna in Valsecca di Roncobello. 655—664. »Kurze Notiz über die Fossilien aus der Lumachelle der Trias bei Ghegna in der Valsecca von Roncobello.«

38. J. Friedlaender: Lo stato attuale della vulcanologia e la necessità di un Istituto vulcanologico internazionale. 665—673. »Der gegenwärtige Stand der Vulkanologie und die Notwendigkeit der Gründung eines internationalen vulkanologischen Institutes.«

39. E. Dervieux: Revisione delle Lagene terziarie piemontesi. 674—676. »Revision der terziären Lagenen von Piemont.«

40. G. Stefanini: Sugli Echini terziari del America del Nord. (Tav. XXII.) 677—714. Mit Literaturverzeichnis. Die Arbeit enthält folgende Abschnitte: Beschreibung einiger Arten. Revision der tertiären Echinofauna. Chronologische und zoogeographische Beobachtungen. Die große Ähnlichkeit zwischen den Faunen der beiden Küsten Amerikas scheint ganz jungen Datums zu sein.

41. J. Chelussi: Le sabbie di tre pozzi trivellati nelle provincie di Padova e Ferrara. 715—721. Die Untersuchungen haben nur ein lokales Interesse. Sie können nur dann zu einem allgemeinen Resultat führen, wenn dem Verfasser eine große Anzahl petrographischer Analysen zur Verfügung stehen.

42. L. Maddalena: Studio geologico e petrografico delle roccie eruttive del bacino di Tretto (alto Vicentino). 722—724. Die Porphyre begleiten die Kalke des Mte. Spitz und sind daher gleichaltrig mit ihnen. Die Melaphyre bilden Gänge in dem Porphyr und breiten sich bis unter den Hauptdolomit aus. Der Basalt durchquert den Nummulitenkalk, der dem unteren Oligocän angehört.

43. J. Chelussi: Nuove contribuzioni alla psammografia dei litorali italiani. II. Sabbie del litorale da Molfetta a Taranto. 725—738. Der marine Sand zwischen Ravenna und Silvi enthält Elemente, welche der Verf. padanisch nennt. Sie rühren zum größten Teil her vom Po, zum kleineren Teile von den Flüssen des Apennin, die in das Adriatische Meer münden. Der Pyroxen, das Hauptelement des Sandes zwischen Silvi und Gallipoli, der Magnetit, der Plagioklas und der bisweilen vorkommende Granat rühren her von einem krystallinen Massiv, das in geringe Tiefe unter dem südlichen Teil des Adriatischen Meeres versunken ist.

44. G. Stefanini: Osservazioni sulla distribuzione geografica, sulle origini e sulla filogenesi degli Scutellidae. 739—754. Der Ursprung der Familie der Scutelliden ist in einer primitiven Arachnoides zu suchen.

45. P. L. Prever: Il fenomeno glaciale nella valle del Pellice. (Tav. XXII.) 755—813. In dem Tale von Pellice in Piemont lassen sich drei Eiszeiten nachweisen. Die älteste Vereisung stimmt überein mit der zweiten auf der Nordseite der Alpen. Die Spuren der Günz-Eiszeit wurden von der darauffolgenden Periode verwischt.

46. B. Nelli: Il postpliocene di Lampedusa. (Tav. XXIII.) 815—837. Beschreibung einer Anzahl Gastropoden und Lamellibranchiaten von der Insel Lampedusa im Süden von Sizilien.

47. D. Del Campana: Resti di ofidio (*Zamenis viridiflavus* Lacep.) nel quarternario di monte Tiguoso (Livorno). (Tav. XXIV.) 838—842. »Reste einer Schlange aus dem Quartär vom Mte. Tiguoso.«

48. A. Fucini: Lo Schiarmuziano superiore nella valle del Fiastrone presso Bolognola. 843—848. Die Schichten, die man ohne Unterschied in den oberen Lias eingereiht hat, bezeichnet der Verfasser als mittleren Lias oder »Schiarmuziano superiore«.

49. P. Principi: Idrologia sotterranea della pianura di Norcia. 849—862. Das unterirdische Wasser der Ebene von Norcia stammt von der Hochebene von Castelluccio. Erklärt wird dieses Phänomen aus der Schichtneigung und der Durchlässigkeit der Gesteine.

50. G. B. Cacciamali: La falda di ricoprimento del monte Guglielmo, con premesso schizzo tectonico della Lombardia orientale. 863—876. Die östlichen Lombardischen Alpen sind weder ein reines Faltengebirge wie die Alpen im engeren Sinne mit ausgedehnten Überschiebungen, noch ein reines Tafelgebirge mit vertikalen Verschiebungen. Vielmehr vereinigen sich hier senkrechte Einbrüche mit gewöhnlicher Faltung und begrenzten Überschiebungen. Im Oligocän erfolgte die Faltung verbunden mit Überschiebungen; im Pliocän erst entstanden die Einbrüche.

51. M. Craveri: Avanzi fossili animali e vegetali di Civezzano alle Fornaci nel Trentino. 877—894. »Fossile Reste von Tieren und Pflanzen von Civezzano bei Trient.« Mit Literaturverzeichnis.

52. R. Meli: Notizia di una zanna e di altri resti elefantini fossili descritti da Giambattista Passeri nel 1759 oggi conservati nella bibliotheca oliveriana di Pesaro. 895—908. »Notiz über einen Stoßzahn und andere fossile Reste vom Elefanten, die von Giambattista Passeri im Jahre 1759 beschrieben wurden und heute in der Bibliothek von Pesaro aufbewahrt werden.«

53. M. Gortani: Riuvenimento di filliti neocarbonifere al piano di Lanza (Alpi Carniche). 909—912. »Fund von jungcarbonischen Blattversteinerungen in der Ebene von Lanza (Karnische Alpen)«.

54. V. Sabatini: Lave che sembrano tufi e tufi che sembrano lave. 913—921. Zwischen Laven und Tuffen gibt es keine klare Trennung, vielmehr allmähliche Übergänge; man hat sich bisher getäuscht, wenn man zwei bestimmte Kategorien unterscheiden wollte.

55. J. Galli: Sui fenomeni luminosi osservati nei terremoti. 922—924. »Über die bei Erdbeben beobachteten Lichtphänomene«. Der Verfasser registriert Lichterscheinungen von 148 Erdbeben.

56. L. Bucca: Sulle ultime proposte per studiare il vulcanismo. 925—930. Eine Antwort auf den Aufsatz von Friedländer über die Notwendigkeit eines internationalen vulkanologischen Institutes.

57. V. Novarese: Le osservazioni glaciologiche della spedizione di S. A. R. il Duca degli Abruzzi nel Karakoram. 931—944. Zwei Gründe besonders bedingen den Unterschied in der Vergletscherung der Alpen und des Karakorum. Der glaziale Prozeß vollzieht sich in einer viel größeren Höhe als in den Alpen, selbst wenn man hier die bereits stattgefundene Abtragung berücksichtigt und eine nachträgliches Rücksinken nach der Hypothese Heims in Rechnung bringt. Eine weitere Ursache für den Unterschied hat man im Klima zu suchen.

58. P. Zuffardi: Cenni geologici sui dintorni di S. Andrea dei Bagni (Provincia di Parma). 947—960. Geologische Beschreibung der Umgebung von S. Andrea dei Bagni, das eine lokale Berühmtheit durch seine Mineralquellen erlangt hat, von denen der Verfasser einige Analysen angibt. Die Quellen betrachtet der Verfasser als Schichtquellen. Die Sedimente gehören dem Piacentian oder Pliocän an.

59. A. Stella: Sulle condizioni geologiche di una grande galleria dello Spluga. 961—968. Eine genaue Festlegung der tektonischen Linien ist nur nach eingehenden Einzeluntersuchungen möglich. Nach seinen eigenen Beobachtungen glaubt der Verfasser, die Auffassung von Lugeon und Heim über den Faltenbau bestätigen zu können.

60. T. Taramelli: Il nubifragio del 21 e 22 agosto 1911 in Valtellina in relazione alle condizioni del suolo. 969—980. Der Zweck dieses Aufsatzes ist, die Aufmerksamkeit der Ingenieure auf besondere Beschaffenheiten des Bodens in diesem Gebiet zu lenken, die bei heftigem Regen großen Schaden verursachen können, wie dies der Wolkenbruch am 21. und 22. August gezeigt hat.

61. R. Meli: Intorno l'origine dei due laghi Albano e Nemorense. 980—1006. Ristampa di una dissertazione scritta nel 1758 dal Dott. Giovanni Girolamo Lapi, romano, con indicazione dei naturalisti, che nella seconda metà del secolo XVIII. parlarono dei monti vulcanici dell' antico Lazio. »Über die Entstehung der beiden Seen von Albano und Nemi. Neudruck einer Abhandlung, geschrieben im Jahre 1758 von Dr. Giovanni Girolamo Lapi, einem Römer, mit einem Verzeichnis der Naturforscher, welche in der zweiten Hälfte des XVIII. Jahrhunderts von den Vulkanbergen des alten Laziums sprachen.«

62. M. Baratta: Importanza per la Geologia e la Geografia fisica della publicazione dei manoscritti di Leonardo da Vinci. 1007—1014. Leonardo da Vinci wird als der wahre Gründer der modernen Geologie bezeichnet.

63. E. Oddone: Determinazioni dinamiche del modulo di elasticità di Young delle rocce. (Tav. XXV. XXVI. XXVII.) 1015—1047. Mit Literaturverzeichnis. Es werden 2 Arten zur dynamischen Bestimmung des Moduls von Young angegeben. In einer Tabelle sind die Elastizitätskoeffizienten einer großen Anzahl von Gesteinen zusammengestellt. Als ein wichtiges Resultat seiner Arbeit bezeichnet der Verfasser die Tatsache, daß es ihm gelang, im Laboratorium an den Gesteinsproben dieselbe Geschwindigkeit zu erhalten, wie sie die Seismologie den Longitudinalwellen in der Natur zuschreibt. Die Gesteine der Oberfläche scheinen im allgemeinen anisotrop zu sein; die Gesteine der tieferen Zonen dagegen isotrop. Unsere Erde kann man als einen homogen-isotropen Körper betrachten.

64. C. Airaghi: Ammoniti degli scisti bituminosi di Besano in Lombardia. 1048—1050. »Ammoniten der bituminösen Schiefer von Besano in der Lombardei.«

65. S. Franchi: Sulla distinzione fra graniti e gneis dal punto di vista tecnico-industriale. 1051—1067. »Über die Unterscheidung zwischen Granit und Gneis von dem technisch-industriellen Gesichtspunkte.« Seitz.

Rendiconti del Reale Istituto Lombardo di Scienze e Lettere. Ser. II. **44.** 1911/12.

1. W. Salomon: Rocce porose del lias nella morena di fondo del monte S. Salvatore presso Lugano. 402—404. Ein neuer unzweifelhafter Beweis dafür, daß der Addagletscher einen mächtigen Arm nach dem Seebecken von Lugano entsandte.

2. C. Porro: Note geologiche sulle alpi bergamasche e bresciane. 863—883. I. Alta Valle Brembana; una riposta ad alcune critiche del professore T. Taramelli. Stellt die Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse der Porphyre bei Caprile und Mezzoldo fest.

II. Fra Valle Scalve e Valle Camonica. La linea di Gallinera. Dieselben tektonischen Züge der orobischen Alpen setzen sich fort bis in das Camonicatal; es sind Falten, die sich nach Süden aufrichten und überlegen und Brüche und Überschiebungen, die daraus hervorgehen. Der Verfasser erkennt 2 tektonische Bruchlinien: 1. Vom Sassinatale zum Pizzo Zerna. 2. Die Salomonsche Gallineralinie, im Süden der Antiklinale des Mte. Tornello bis zum Camonicatale.

3. T. Taramelli: Sulla tectonica del Verbano. 1020—1025. Ein charakteristischer Zug der Tektonik ist die Unsymmetrie der beiden Ufer des Lago Maggiore, die sich erklärt aus der Tatsache, daß der See ein Längstal darstellt und nicht ein Quertal, wie man aus der orographischen Lage schließen könnte. Der Verfasser stützt sich auf die von Salomon vertretene Anschauung, daß die Granite von Montorfano und Baveno jener großen Zone junger Intrusivmassen im Norden der Dinariden angehören. Das Ostufer des Lago Maggiore, wie die orobischen Alpen überhaupt sind aufzufassen als ein längs Verwerfungen und Brüchen zertrümmertes Gebiet.

4. P. Patrini: I terrazzi orografici del bacino Verbano. 1026—1042. Es lassen sich 3 Terrassen übereinander beobachten, welche 3 Perioden starker Flußerosion entsprechen. Die Intensität der Erosionszyklen, die mit der Zerschneidung der pliocänen Peneplain begann, nahm allmählich ab und ist postglazial bei der Durchsägung der Stufenmündungen angelangt. Seitz.

Verhandlungen der Gesellschaft deutscher Naturforscher und Ärzte. 83. Versammlung zu Karlsruhe 1911. 2. Teil 1. Hälfte. 1912.

1. A. Bergeat: Erzlagerstätten und Eruptivgesteine. 365. — Ein gemeinschaftlicher Ursprung aus ausgedehnten Magmaherden ist für die zahlreichen Übergänge aufweisenden epigenetischen Lagerstätten anzunehmen.

2. F. Becke: Über das spezifische Gewicht der Tiefengesteine. 366—370. — Bringt das spezifische Gewicht der Tiefengesteine in seiner Beziehung zur chemischen Zusammensetzung zum Ausdruck.

3. R. Brauns: Andalusit-führende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet und ihre Umwandlung durch Dynamometamorphose und Pyrometamorphose. 370—377. — Aus der verschiedenartigen Ausbildung des Andalusits, seinem Vorkommen in zwei Generationen, seiner Umwandlung in Korund, Spinell und Sanidin unter Erhaltung seiner Form und seiner Anschmelzung konnten die chemisch-physikalischen Bedingungen für die Entstehung der andalusitführenden Auswürflinge erkannt werden.

4. G. Steinmann: Über Serpentinkontakt am Longhinpaß, 377—378. — Gibt die Schilderung eines Vorkommens von drei verschiedenen Arten von Metamorphose an einem und demselben Gestein. Neben der Einwirkung der Kontaktmetamorphose findet sich eine diffuse Verzahnung zwischen Serpentin und Kalksilicatfels überdeckt von der regionalen Metamorphose.

5. E. Baur: Demonstration einiger künstlicher und gesteinsbildender Silicate. 378—380. — Verf. gibt einen Beitrag zur Erforschung der Bildungsbedingungen der Mineralien durch die künstliche Darstellung von Quarz (und Opal), Orthoklas, Albit (und Oligoklas), Analcim, Kaliumnephelinhydrat, Kaliumfaujasit, Andalusit, Muscovit, Pyrophyllit.

6. W. Paulcke: Über tektonische Experimente. 381—384. — Es handelte sich für den Verfasser darum, durch Annäherung an die in der Natur vorliegenden Verhältnisse, durch sinngemäße Anordnung von hartem und weichem Material teils übereinander, teils hintereinander, durch die Anwendung starken Belastungsdruckes und durch ihre Kombination mit Hebungs- oder Senkungsvorgängen im Faltungsgebiete wie in den davorliegenden Teilen, bei seinen Experimenten die prinzipielle Möglichkeit der Entstehung von Spaltdecken, ausgeprägten Überfaltungen, von Tauchdecken und Überschiebungen zu erweisen. Durch die entsprechende Versuchsanordnung wurden den als Paradigma gewählten Gebieten aus Jura und Alpen ganz analoge tektonische Bilder erzielt. Vgl. das mittlerweile erschienene Buch desselben Verfassers.

7. K. Schnarrenberger: Der Hauptrogenstein im Breisgau. — 384—387. Nach einer kurzen Darlegung der stratigraphischen Beziehungen des Rogensteins zu den einschließenden Horizonten werden die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Abteilungen des Rogensteins zueinander geschildert. Sie deuten auf Krustenbewegungen während seiner Bildung hin.

Die Homomyenmergel des oberen Oolith transgredieren von Süden nach Norden auf den unteren Rogenstein nach dem Auskeilen des im S. zwischenlagernden Mumienhorizontes. Südlich von Müllheim fanden sich im unteren Rogenstein Taschen, die mit einer ockerigen Gerüstsubstanz ausgefüllt waren, die in aufbereitetem Zustande auch in dem auflagernden Homomyenmergel anzutreffen ist.

8. W. von Seidlitz: Die Nehrung von St. Maura (Leukas). Untersuchungen über die Bildung recenter Flachseesedimente. (Mit einer geologischen Kartenskizze der Lagune von Leukas.) 388—393. — Die Bildung der Nehrung von St. Maura steht im engsten Zusammenhange mit den Niveauveränderungen des Mittelmeeres. Sie stammt aus der letzten Periode der Hebungszeit, in der die Strömung im Sunde sich verlangsamte, und Schuttkegel sich bildeten, während die Strömung der tieferabfallenden Westküste gewaltige Sand- und Geröllmassen dem Sunde vorlagerte. Durch das Eintreten einer Senkung der Küsten in historischer Zeit, die von Snirs, Negris und Schweinfurt nachgewiesen wurde, nahm die Strömungsgeschwindigkeit im Grunde wieder zu, die Schlammassen wurden ins Meer getragen, wo sie in Verbindung mit Dünenkies ein festes Konglomerat, die Plaka, bildeten. Seit dem Stillstande der Senkung überwältigte die Brandung die Anschwemmungen, so daß keine Plakabildung mehr vor sich geht. Die Entstehungszeit der Plaka konnte annähernd begrenzt werden.

9. Joh. Koenigsberger: Über Minerallagerstätten und Gesteinsmetamorphismus in den Alpen. 394—396. — Die typischen Minerallagerstätten der Alpen sind die Mineralvorkommen auf kurzen Gesteinsklüften. Die Substanz entstammt dem zersetzten und ausgelaugten Nebengestein. Der Vortragende geht dann kurz auf die Umwandlung der Gesteine während des Tertiärs, namentlich der mesozoischen Sedimente, kurz ein. Auf einer Linie senkrecht zum Alpenbogen von Luzern bis Luino lassen sich folgende Intensitäten der Metamorphosen unterscheiden: 1. Normale Sedimente der nördlichen Vorketten (Vierwaldstättersee); 2. schwache umgewandelte Sedimente am Rand der metamorphen Zone (Wendenjoch); 3. stärker umgewendete Sedimente (Färnigen); 4. durchgreifend veränderte Sedimente (Andermatt); 5. vollkommen metamorphosiert (Lukmanier).

Auf der Südseite entsprechen den Nummern 5 und 4 die Sedimentreste zwischen Airolo und Bellinzona; die Zonen 3 und 2 sind äußerst schmal und fehlen häufig; 1 ist bei Luino zu treffen.

Von diesen dynamisch metamorphosierten Gesteinen lassen sich die kontaktmetamorphen und die durch Intrusion veränderten sondern, deren Umwandlung wesentlich in der Zeit vom Oberdevon bis Obercarbon stattfand.

In der Diskussion weist G. Steinmann auf die Beziehungen zwischen den Mineralbildungen und der Mächtigkeit der bedeckenden Masse hin und W. Paulcke

auf den verschiedenen Grad des Erhaltungszustandes von Kalkfossilien je nach der Tiefenlage.

10. W. Salomon: Über Lazerationssphäroide. 396—397. — Vortragender stellte seine Anschauung über die Bildung der dunklen, sphäroidalen Differentiationseinschlüsse der Tiefengesteine zur Diskussion. Kumm.

Verhandlungen des Naturhistorisch-Medizinischen Vereins zu Heidelberg. Neue Folge. Bd. XI. 3. Heft. 1912.

1. W. Salomon: Arietites sp. im schiefrigen granatführenden Biotit-Zoisithornfels der Bedretto-Zone des Nufenen-Passes (Schweiz). Mit einer Tafel und einer Figur. 220—224. — Verfasser gibt eine genaue Beschreibung des Fossilabdruckes und eine Besprechung des hochgradig metamorphen Gesteins, aus dem bisher nur Liasbelemniten, Cardinien und Pentacrinus-Stielglieder nachgewiesen waren.

2. W. Salomon: Ist die Parallelstruktur des Gotthardgranites protoklastisch? 225—229. — Ein Aplitgang im Gamsbodengneis des Gotthard zeigt genau die gleiche Schieferungsrichtung wie der Gneis. Die Parallelstrukturen in beiden sind gleichzeitig und durch denselben Vorgang entstanden. Da die Aplite erst nach der Bildung der Kontraktionsklüftung, also nach der Festwerdung eingedrungen sind, muß man die Schieferung in den Gotthardgraniten als kataklastisch bezeichnen.

3. J. Dinu: Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im östlichen Pfälzerwalde. Mit einer Karte. 238—299. — Die Arbeit entspricht der über das Gebirge bei Heidelberg von J. G. Lind (vergl. Bd. II S. 106, 2). Gemessen wurden 2281 gewöhnliche Klüfte und 199 Harnische. Es ergaben sich enge Beziehungen zwischen Talrichtungen und Kluftsystemen. Von den Harnischen zeigt ein großer Prozentsatz, sowohl in der Gruppe der longitudinal als auch der der transversal (längs und quer zum Rheintalgraben) streichenden Rutschflächen, in der Lage der Harnischstreifen ein Überwiegen der horizontalen Bewegungskomponente gegenüber der vertikalen. Die Mehrzahl der Transversalharnische mit größerer horizontaler Komponente weist nach Osten ansteigende Streifen auf. Der weitaus größte Prozentsatz aller Klüfte mit einer Neigung von weniger als 70° fallen nach Westen ein. Mit dieser Tatsache scheint dem Verf. die Annahme von einem vertikalen oder gar konvergenten Einfallen der Verwerfungen des Rheintalgrabens nicht im Einklang zu stehen.

Bd. XI. Heft 4.

4. R. Lauterborn: Über Staubbildung aus Schotterbänken im Flußbett des Rheins. Ein Beitrag zur Lößfrage. 359—368. — Verf. beobachtete im Rheintal oberhalb des Bodensees Staubwolkenbildung durch austrocknenden Föhn. Auf den weiten Schotternfeldern der Diluvialzeit muß seine Wirkung eine ungemein größere gewesen sein. Mit dem Rückzuge der Gletscher und der dadurch bedingten Entstehung der als Klärbecken dienenden Seen mußte die Lößbildung im Gebiete des Oberrheins aufhören.

5. M. Seebach: Über Apatit vom Katzenbuckel im Odenwald. (Eine Tafel.) 452—460. — Krystallographische Beschreibung des Apatits aus dem pseudobrookitführenden Shonkinit des Katzenbuckel-Basaltes. Kumm.

V. Geologische Vereinigung.

Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin.

Von **G. Steinmann.**

Vortrag, gehalten in der allgemeinen Versammlung der Geologischen Vereinigung in Marburg am 3. Mai 1913.

(Mit 1 Textfigur.)

Im lepontinischen Faciesbereiche des Apennin hat man vielfach Gelegenheit, ausgesprochene Tiefseeabsätze zu beobachten in der Form von Radiolarit, Tiefseeton und Tiefseekalk. Einer der besten und zugleich sehr bequem zugänglichen Aufschlüsse in diesen Gesteinen befindet sich bei Figline im Ripatale, etwa 1 Stunde von der Bahnstation Prato Fiorentino, zwischen Florenz und Pistoja. Es ist der weltbekannte Fundort für den »Verde di Prato«, den zu Renaissancebauten viel verwendeten Serpentin des Monteferrato, eine der klassischen Örtlichkeiten des Apennins, in der Literatur oft erwähnt und durch Capaccis genaue Beschreibung und Spezialkartierung gut bekannt. (Boll. Com. geol. 12, 1881, 275 ff m. Karte.)

Dicht oberhalb des Ortes Figline in der Nähe des Kirchhofes beobachtet man folgendes Profil quer über das Tal (Fig. 1):

Ripatal oberhalb Figline.

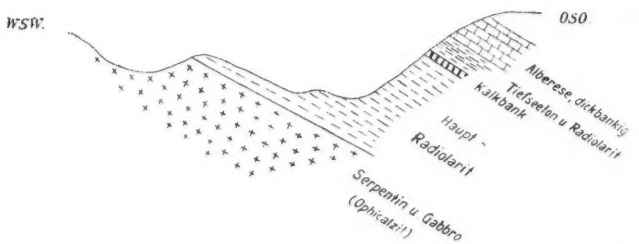


Fig. 1.

Alberese. Dickbankiger, grauer, sehr homogener Kalk mit Suturflächen, ohne makroskopische Fossilien. (Gut aufgeschlossen in einem Kalkbruche auf der linken Talseite bei den untersten Häusern des Ortes.) Wird sehr mächtig. Darunter:

a) 3 m Graugelber bis leberbrauner Tiefseeton, blätterig verwitternd, fossilfrei.
b) 2 m bunte (rote, gelbliche, graugrüne) Radiolarite und Kieselschiefer,
c) 1 m Tiefseeton wie a),
d) 6 m bunte Radiolarite wie b),
e) 2,5 m Tiefseeton wie a),
f) 1,5 m bunte Radiolarite wie b),
g) 0,5 m hellgrauer, streifiger Kalkstein,
h) etwa 40 m rotbrauner, plattiger, typischer Radiolarit.

Liegendes: Serpentin, Ophicalcit, Gabbro, Olivingabbro.

Die Ophiolithe stecken hier zweifellos intrusiv in den Sedimenten, wenn auch keine Metamorphose an den Radiolariten zu sehen; nur die Ophicalcitbildung kann in diesem Sinne gedeutet werden.

Dieses Profil ist besonders bemerkenswert durch die Verknüpfung verschiedener Arten von Abyssit, wie sie auch ähnlich in einer Grube unterhalb Figline auf der linken Talseite angetroffen wird. Hier sind mächtige Tiefseetone mit dem Radiolarit verknüpft. Im obigen Profile sieht man aber eine mehrfache Wechsellagerung rein kieseliger und rein toniger Abyssite und darin eingeschlossen auch eine Lage kalkigen Abyssits (g).

Die Hauptmasse des Radiolarits (in einem Steinbruche oberhalb des Kirchhofes gut aufgeschlossen) in einer Mächtigkeit von etwa 40 m entspricht dem Typus dieses Gesteins, wie es in anderen Teilen der lepontinischen Decke des Apennins, in der rhätischen Decke der Alpen und in der Alta Brianza auftritt. Trübrote bis braune Kiesellagen werden durch dünne, ebenso gefärbte Tonlagen geschieden, wodurch das Gestein eine ausgesprochen plattige Beschaffenheit erlangt. Die Oberfläche der einzelnen Kieselplatten ist meist ziemlich eben oder nur ganz sanft gewellt; in einem Falle fand ich sie aber mit rundlichen napfartigen Vertiefungen von etwa 0,5—0,7 cm Durchmesser versehen, die vielleicht von Organismen hervorgerufen sind. Mit Wellenfurchen haben sie nur eine ganz oberflächliche Ähnlichkeit. Eine andere auffallende Erscheinung zeigt eine etwas dickere Radiolaritbank in dem Steinbruche am Kirchhofe. Der kompakte Radiolarit wird hier von zahlreichen prismatischen Höhlungen von etwa 0,7 cm Länge und 0,3 cm Dicke durchsetzt. Sie rühren, wie die von Herrn Dr. Schürmann vorgenommenen Messungen der Ausgüsse erwiesen haben, von Cölestin oder Baryt her. (Ganz ähnliche Kristallhöhlungen findet man auch in dem Jaspis der Oxfordstufe im südlichen Baden.)

Die Radiolarienfauna der kieseligen Abyssite stimmt in jeder Beziehung mit der sog. tithonischen überein, wie sie Rüst, Pantanelli, Parona u. a. von verschiedenen Punkten der alpino-apenninischen Tiefseesynklinale beschrieben haben. Die äußerst feinen Tone und die Kalkbank, die zwischen die höheren Lagen eingeschaltet sind, dürften ebenso unzweifelhafte Abyssite sein, wie der Radiolarit selbst. Aber die Tone sind gänzlich fossilfrei, und in der erwähnten Kalkbank erkennt man die Radiolarien nur dann gut, wenn ihr Skelett mit seiner Gitterstruktur in Brauneisen umgewandelt ist; diese Erhaltung wird auch im hangenden Alberese öfters gefunden.

Die kieselig-tonigen Abyssite werden hier wie auch sonst im Apennin von der mächtigen Kalkmasse des Alberese normal überlagert. Bei der gänzlichen Armut an makroskopischen Fossilien (außer Algen) wird seine bisher noch unbekannte Mikrofauna von Bedeutung. Radiolarien kommen in dem äußerst feinkörnigen Kalke nicht selten vor. Meist sind sie nur als strukturlose Kieselkugeln erkennbar (Sphäriden), nur manche Disciden, wie Rhopalastrum oder die Cyrtiden können in diesem Erhaltungszustande als solche erkannt werden. Genauer bestimmbar sind sie aber nur, wenn das Gittergerüst in Brauneisen umgewandelt vorliegt, wo es dann sogar mit Salzsäure herausgeätzt werden kann.

Von größter Bedeutung für die Auffassung des Alberese werden aber die Foraminiferen. Besonders der Alberese des Kalkbruchs von Figline enthält nicht selten die aus den Alpen bekannte *Calpionella alpina* Lorenz. die an ihrer bezeichnenden Urnengestalt stets leicht erkannt wird. Diese sehr kleine Foraminifere spielt in den oberjurassischen Kalken die Rolle eines wichtigen Leitfossils. Man kennt sie jetzt von zahlreichen Punkten des alpinen Gebirgssystems, und zwar überall aus Kalkgesteinen des allerobersten Juras oder der tiefsten Kreide und nur aus diesen. Folgende Übersicht ihres Vorkommens mag das belegen.

Bekannte Fundorte von Calpionella alpina.

Tithonische Falknisbreccie, Rhätikon (LORENZ),
Aptychenkalk des Berglittensteins (LORENZ),
Aptychenkalk des Schlierenbachs bei Iberg (LORENZ),
Oberjurassischer Châtelkalk des Geschwendtobels bei Iberg (LORENZ),
Oberjurassischer weißer Kalkstein der Olonaschlucht bei Induno (STEINMANN),
Biancone der Breggiaschlucht bei Como (HEIM und BLUMER),
Biancone des Mte. Ghetto bei Rovereto mit *Hoplites Malbosi* (STEINMANN),
Tithon der Czorstyner Klippen am Dunajec (STEINMANN),
Tithon des Bialkatals, Hohe Tatra (STEINMANN),
Tithon von Schroecken im Lechtal (STEINMANN),
Oberjurassischer Kalk der Gemmi (STEINMANN),
Tithon oder Valenginien von Luc-en-Diois (STEINMANN),
Roter Tithonkalk von La Cabra, Andalusien (STEINMANN).

Wie man sieht, hat sich *Calpionella alpina* bisher ausschließlich in Gesteinen des obersten Jura (Tithon) oder der untersten Kreide (Valenginien) gefunden, und da doch gerade die Gesteine der jüngeren Kreideschichten und des Alttertiärs in sehr ausgedehntem Maße auf ihre Foraminiferenfauna untersucht worden sind, *Calpionella* aber aus diesen ebensowenig jemals erwähnt worden ist wie aus vortithonischen Schichten, so dürfen wir nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse behaupten: *Calpionella* ist für die Schichten des obersten Malm und der untersten Kreide des alpin-mediterranen Gebietes ein wichtiges Leitfossil. Als eine Form von offenbar planktonischer Lebensweise findet sie sich sowohl in ausgesprochenen Tiefseeabsätzen kalkiger Natur wie auch in solchen geringerer Tiefe. In solchen Kalksteinen, die durch ihre innige Verknüpfung mit echten Tiefseesedimenten oder durch ihre Art der Fossilführung sich als Absätze größerer Meerestiefen zu erkennen geben (z. B. dem Aptychenkalk und Biancone) ist sie auch stets nur mit Radiolarien vergesellschaftet, und diese finden sich dann auch häufig in dem oben erwähnten limonitischen Erhaltungszustande.

Wenn wir an der Hand dieser Erfahrungen eine Altersbestimmung des Alberese von Figline versuchen und dabei berücksichtigen, daß der Alberese hier auf die Radiolarite mit tithonischer Radiolarienfauna ebenso unmittelbar folgt, wie Aptychenkalk oder Biancone auf die oberjurassischen Radiolarite der Alta Brianza mit *Aptychus lamellosus, latus, Duvalia Zeuschneri* OPP. und cf. *semicanaliculata* MÜNST, so ergibt sich die unausweichliche Folgerung: Der Alberese ist oberster Jura (Tithon) oder unterste Kreide (wahrscheinlich beides) in einer abyssischen Ausbildungsweise. Das vollständige Fehlen makroskopischer Fossilien im Alberese (außer Algen), selbst von Ammoniten und Aptychen, stempelt das Gestein in noch vielleicht höherem Grade zu einem abyssischen Kalkabsatz, als es der Aptychenkalk ist.

Übrigens besitzt der Alberese, namentlich in seinen tieferen Teilen, die erwähnten Merkmale auch an anderen Orten. Denn ich fand *Calpionella* mit Radiolarien vergesellschaftet auch im Alberese von Mte. Maggiore b. Gabbro in den Colli Livornesi, in den basalen Lagen dieser Stufe bei den westlichen Häusern von Portoferraio auf Elba, wo weiße, graue, gelbliche und rötliche Kalke über dem Radiolarit der Festung folgen, ebenso im Alberese der Casa Bartoli auf Elba (TILMANN) usw. In höheren Lagen des Alberese werden die erwähnten Mikrofossilien offenbar seltener, es schalten mehrfach mergelige Lagen ein, Algen werden häufiger, ebenso Globigerinen, die mit *Calpionella* nur äußerst selten angetroffen werden. Schließlich gelangt man in die sandigen Kalksteine der Pietraforte Toskanas mit reichlichen Cenomanfossilien, und noch höher in die glimmerreichen Sandsteine des Macigno, der außer unbestimmbarem Pflanzenhäcksel nur Kriechspuren verschiedener Art führt. Diese gesamte, wohl mehr als tausend Meter mächtige Schichtenfolge des toskanischen Apennins entspricht meiner Ansicht nach folgenden Horizonten:

Macigno = ? Turon + Senon und ? Alttertiär,
Pietraforte = Cenoman,
Oberer Alberese = Unterkreide (Valenginien- ? Gault),
Unterer Alberese = Oberer Malm (Tithon),
Radiolarit = Mittlerer Malm.

Wenn es tatsächlich richtig ist, daß Nummulitenkalk unter dem Macigno in normaler Lagerung auftritt oder darin eingeschaltet liegt, kann für einen Teil des Macignos auch tertiäres Alter in Frage kommen.

Freilich gilt diese ganze mit Ophiolithen vergesellschaftete Serie noch heute bei der überwiegenden Mehrzahl der italienischen Geologen als obereocän, es ist das der »*Terziario ofiolitico*« der älteren Forscher. Aber diese Auffassung läßt sich heute nicht mehr aufrecht erhalten. Lotti selbst erklärte noch jüngst (Mem. descr. cart. geol. d'Italia 13, 1910, 147), daß die mit Serpentin vergesellschafteten Jaspisse (Radiolarite) Radiolarien enthalten, die mit den tithonischen so gut wie ident sind. Welches Alter dem Alberese nach seiner Mikrofauna zuzuerkennen ist, habe ich oben auseinander gesetzt. Die Fauna der Pietraforte in Toskana besteht aus Ammoniten von cenomanem Typus (Schloenbachien), aus Inoceramen usw. Lotti und die meisten anderen italienischen Geologen glauben, diese lägen auf sekundärer Lagerstätte. Wer aber die recht zahlreichen, relativ gut erhaltenen und keineswegs gerollten Funde im Museum von Florenz gesehen hat, wird diese Deutung mit Sacco für äußerst unwahrscheinlich oder ganz unzutreffend halten.

Mit der Frage nach dem Alter des »*Terziario ofiolitico*« im Apennin hängt aber eine andere von viel größerer Bedeutung innig zusammen, die Frage nach dem Bau des Apennin, wie ich schon früher ausgeführt habe (Alpen und Apennin, Zeit. d. geol. Ges. 5, 9, 1907, 177 ff.). Die Mehrzahl der italienischen Geologen sieht in dem Apennin ein autochthones, gefaltetes Gebirge mit lokalen Überschiebungen. Ich habe darin einen autochthonen Anteil, den Kalkapennin mit austro-alpiner Facies und einen deckenartig darüber liegenden, allochthonen Anteil unterschieden, den Schieferapennin mit lepontinischer Facies. Die italienischen Geologen sträuben sich gegen diese Auffassung, indem sie den Schieferanteil als das normale Hangende des Kalkapennins auffassen. Da der jüngste Horizont des Kalkapennins, der sich überall bequem festlegen und paläontologisch bestimmen läßt, der mittel- oder obereocäne Nummulitenkalk ist, so folgt daraus für die gesamte Schichtfolge des Schieferapennins mit seiner enormen Mächtigkeit und seiner ungemein mannigfaltigen Zusammensetzung ein jüngeres, wie man meint obereocänes Alter (*Terziario ofiolitico*). Diese Deutung ist doch aber nur so lange zulässig, als die Fossilien damit wenigstens nicht im Widerspruch stehen. In Wirklichkeit tun das aber alle Fossilreste, makroskopische wie mikroskopische. Kann man mit recht viel gutem Willen die Ammoniten, Inoceramen, Fischzähne usw. der Pietraforte zur Not als auf zweiter Lagerstätte befindlich betrachten (was übrigens weder Sacco noch Parona tun), so geht das für die unzählbaren Millionen von Radiolarien und Foraminiferen doch nicht gut an. Die Radiolarienfauna läßt sich von der unbezweifelt oberjurassischen nicht unterscheiden, und in sicherem Tertiär hat man eine solche Fauna nie gefunden. Die Calpionellen des unteren Alberese weisen aber, wie ich gezeigt habe, bestimmt auf tithonisch-unternecocomes Alter.

Schließlich darf nicht unerwähnt bleiben, daß alle Gesteinsarten des »Terziario ofiolitico«, sedimentäre wie eruptive, vielfach bis auf die feinsten Einzelheiten übereinstimmend in den mesozoischen Gesteinen der rhätischen Decke in den Alpen wiederkehren (in der sog. Mittelzone Studers), daß dagegen solche Gesteinsarten und -verknüpfungen dem sicheren Obereocän, ja dem Tertiär Europas überhaupt gänzlich fremd sind, ebenso wie die darin vorkommenden Fossilreste.

Eine Aufklärung dieser zahlreichen Widersprüche durch die italienischen Geologen ist dringend erwünscht, wenn sie nicht darauf verzichten wollen, ihre Auffassungen mit den üblichen Methoden der Geologie zu begründen.

Bericht der Ortsgruppe München.

Mitgliederzahl: 59. Gründungsversammlung 7. Febr. 1913.

Vorträge: 18. Febr. von Stromer: »Über Tod und Aussterben«.
» 4. März von Loesch: »Tektonische Studien im Wettersteingebirge«.
» 29. April Reuter: »Die Wassererschließung der Stadt Stuttgart im Donautale bei Ulm«.
» 20. Mai Rothpletz: »Über die Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes«.
» 17. Juni Niklas: »Die Kolloidchemie und ihre Bedeutung für Bodenkunde und Geologie«.

Exkursion: 1. Juni Kufstein—Eiberger Becken—Sölland—Hintersteinersee—Kufstein (Mesozoicum und Tertiär des Kaisergebirges, prätriadische, mesozoische, tertiäre Gebirgsbildungen). Führung: Leuchs.

Einladung

zur

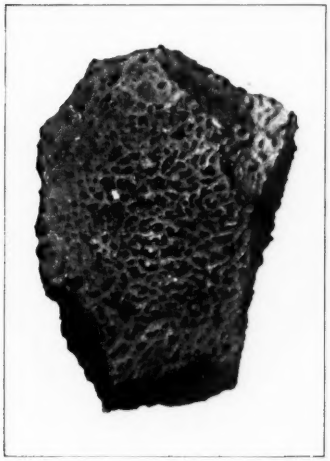
Hauptversammlung der Geologischen Vereinigung.

Samstag, den 10. Januar 1914 nachm. 3 Uhr

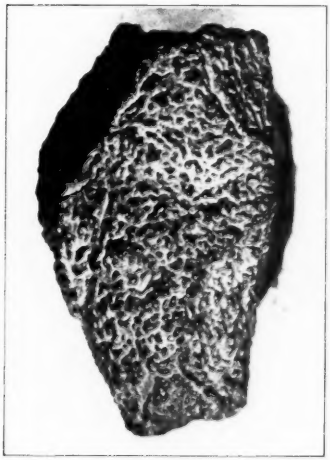
im großen Hörsaal des Senckenberg-Museums zu Frankfurt a. M., Viktoriaallee 7.

Tagesordnung:

1. Jahresbericht und Rechnungsablage. — Ergänzungswahl des Vorstandes.
2. Wissenschaftliche Vorträge (Anmeldungen an Dr. Drevermann, Frankfurt a. M., Senckenberg-Museum erbeten).



Rillenstein von Spitzbergen. (Kalk.)



Rillenstein von Biskra.
(Kalk.)

Rillenstein aus oberkarbonischem Kalk
von Erlenbach (Vogesen).

I. Besprechungen.

A. Unter der Redaktion der Geologischen Vereinigung.

Die pampinen Sierren Zentralargentiniens.

Von **H. Gerth** (Bonn.)

(Mit 1 Figur.)

1. Bodenbender, Guillermo: La Sierra de Cordoba; constitución geológica y minerales de aplicación. — Anal. Minist. Agricult. Tom. I. Buenos Aires 1905.
2. Bodenbender, Guillermo: Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limitrofes. — Bol. Acad. Nac. Cien. Cordoba 1911. — Anal. Minist. Agricult. Tom. VII. Buenos Aires 1912.
3. Gerth, Enrique: Constitución geológica, hidrogeología y minerales de aplicación de la provincia de San Luis. — Anal. Minist. Agricult. Tom. VIII. Buenos Aires 1913.

Pampine Sierren nennt man in Argentinien die langgestreckten Höhenzüge, die sich im Norden des Landes vom Ostrande der Kordillere ablösen und gegen Süden auseinandertreten, um schließlich unter den Aufschüttungen der Pampa unterzutauchen. E. Suess[1]) faßte sie als angegliederte Äste der Anden auf, entstanden, als durch die gegen Osten gerichtete Auffaltung der Kordilleren schließlich auch das Vorland überwältigt wurde. Alle neueren Beobachtungen bestätigen diese Ansicht immer mehr und mehr. Nur die pampinen Sierren der Provinz Buenos Aires verdanken, wie Keidel[2]) zeigte, ihre NW-SE-Richtung einer alten Bewegung, doch sind die jüngsten gebirgsbildenden Vorgänge wohl auch dort nicht spurlos vorübergegangen. In den pampinen Sierren sind durch die tertiären Bewegungen Teile der alten brasilianischen Masse zutage gekommen, die sonst in Argentinien ganz unter den kontinentalen Aufschüttungen verborgen ist. Betrachten wir zunächst die Bildungen, die sich an der Zusammensetzung dieser alten Kerne beteiligen.

Gneise, kristalline Schiefer, Phyllite, Tonschiefer und Quarzite, durchdrungen von Graniten, Dioriten, basischen Amphibolgesteinen und durchzogen von Pegmatiten haben uns die älteren Autoren aus den pampinen Sierren beschrieben. In der Tat sind die Sedimente alle durch regionale und Dynamometamorphose beeinflußt worden. Eine noch viel intensivere Umwandlung haben aber an vielen Stellen die mächtigen Tiefengesteinintrusionen und ihre Differentiationsprodukte hervorgebracht. Durchqueren wir eine der Sierren Zentralargentiniens, so

[1]) Antlitz der Erde, Bd. III, 2. Abschn. 21.

[2]) Über den Bau der argentinischen Anden, Sitzber. K. K. Akad. Wissensch. Bd. 116, S. 649. Wien 1907.

treffen wir die Sedimente in meridional verlaufenden Zonen angeordnet. Die Schichten, in denen man nur selten eine steile Faltenumbiegung beobachten kann, fallen überall steil nach Osten und streichen in der

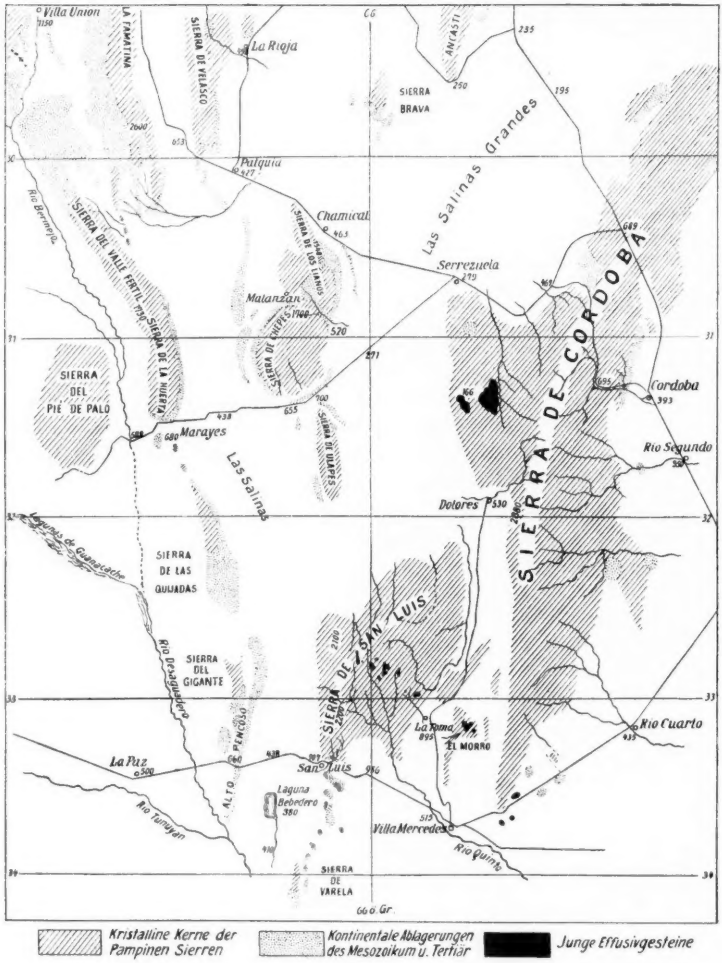


Fig. 1.
Strukturskizze der pampinen Sierren Zentralargentiniens im Maßstabe 1 : 400000.

Regel 10—20° West, doch kommen besonders in den freien Enden der Gebirge auch erhebliche Abweichungen, sowohl nach Westen wie nach Osten vor. Es scheint, daß wir unter den Sedimenten eine ältere Gruppe

abtrennen können, in der gern die granitischen Intrusionen auftreten. Neben kristallinen Schiefern, Quarziten, Amphibolitschiefern, sind Phyllite für sie charakteristisch, denen granitischer Detritus beigemengt ist, so daß sie einen arkose- oder konglomeratartigen Habitus erhalten[1]). Es handelt sich wohl um die Erosionsprodukte archäischer Bildungen, deren Zutagetreten allerdings noch nicht beobachtet worden ist. Die jüngere Gruppe besteht ausschließlich aus Phylliten, phyllitischen Tonschiefern und Quarziten und ist weiter verbreitet. Nähern wir uns einem der Granitmassive, so stellen sich injizierte Schiefer ein, und schließlich gehen die Sedimente in typische Injektionsgneise mit der für diese Gesteine charakteristischen Bänderung und Fältelung über. Das Alter dieser Schichten zu bestimmen, ist natürlich schwierig, nur ihre Beziehungen zum Hangenden in benachbarten Gegenden lassen Rückschlüsse zu. Im Norden, in den Provinzen Salta und Jujuy hat Keidel[2]) steil aufgerichtete Phyllite und Tonschiefer auf große Strecken hin von schwach gefaltetem Cambrium und Silur in deutlicher Diskordanz überlagert beobachtet, und wenn diese Phyllite und Tonschiefer auch weniger durch granitische Intrusionen beeinflußt sind, so haben sie doch große Ähnlichkeit mit denen der pampinen Sierren. Aber auch im Süden, in der Sierra de Tandil, scheinen nach den Angaben älterer Autoren Quarzit und Dolomit in diskordanter Lagerung auf aufgerichteten kristallinen Schiefern zu liegen. Mit Recht dürfen wir daher wohl auch für die alten kristallinen Sedimente in den Kernen der pampinen Sierren Zentralargentiniens ein präcambrisches, bzw. algonkisches Alter annehmen. Am Ende des Algonkiums oder zu Beginn des Paläozoicums wurden die eben geschilderten Schichten intensiv gefaltet, und zwar scheint die Faltung bei vorwiegend NNW-Streichen von Osten gegen Westen gerichtet gewesen zu sein. Im Anschluß an die gebirgsbildenden Bewegungen erfolgten die gewaltigen granitischen Intrusionen, die wir heute durch die Erosion freigelegt sehen. Der in den Sierren von Cordoba und San Luis verbreitetste Tiefengesteinstypus ist ein durch große Mikroklineinsprenglinge porphyrischer Granitit. Er wird fast immer von ausgedehnten sauren, aplitischen und basischeren quarzdioritischen Ausscheidungen begleitet, und aplitische und lamprophyrische (Spessartit) Gänge durchsetzen ihn. Auch die in seiner Kontaktzone so verbreiteten und ausgedehnten Pegmatitgänge und -stöcke gehören ihm als letztes Magmaprodukt an, ebenso wie die Quarz-Wolframgänge, die durch ihre Glimmerführung oft pegmatitähnlich werden. Basische Amphibol- und Pyroxengesteine kommen ebenfalls vor, wenn auch nur in beschränkten Massen. Besondere Erwähnung verdient eine in

[1]) Herr Dr. Backlund hatte die Freundlichkeit, eine Reihe der vom Autor in San Luis gesammelten Gesteinsproben mikroskopisch zu untersuchen, die Ergebnisse finden sich in der diesen Ausführungen zugrunde liegenden spanischen Arbeit.

[2]) Die neueren Ergebnisse der staatlichen geologischen Untersuchungen in Argentinien. Compte Rendu, XI. Congrès Géologique International. Stockholm. S. 1127.

Hornblendenorit auftretende magmatische Ausscheidung von nickelhaltigem Magnetkies, als Analogon zu den norwegischen Vorkommnissen.

Im Norden sahen wir die algonkischen Bildungen von schwach gefaltetem Cambrium und Silurs diskordant überlagert. Im Westen, in der Vorkordillere, von San Juan finden wir eine ununterbrochene Schichtenfolge des Silur und Devons entwickelt, unter der am Ostrande des Gebirges bei Fehlen des Cambriums, die älteren kristallinen Schichten hervortreten[1]). Am Ende des Paläozoicums wurden die Schichten der Vorkordillere stark gefaltet und in Schuppen gelegt. Im Süden schließlich, in der Sierra de la Ventana, vermutet Keidel[2]) eine sehr intensive Faltung des Paläozoicums von alpinem Habitus. Es ist nun die Frage, haben wir in dem Gebiet der zentralen pampinen Sierren eine Lücke in der Sedimentation während des älteren Paläozoicums, oder sind die Schichten nur der Abtragung anheim gefallen, oder aber wurden sie durch die jüngeren paläozoischen Bewegungen mit den älteren Bildungen zusammen eingefaltet und auch umgewandelt. Im Nordwesten greift das Paläozoicum der Vorkordillere auf das Gebiet der pampinen Sierren über, und auch das Cambrium der nördlichen Provinzen reicht bis in die Sierra de la Famatina nach Süden (Schiefer mit *Dictyonema* und *Staurograptus*). In den östlichen Gebirgen sind es die Marmore der Sierra de Cordoba, die wir mit den untersilurischen Kalken und Dolomiten der Vorkordillere in Verbindung bringen können. Aber diese Marmore sind mit den zweifellos älteren Bildungen konkordant eingefaltet, so daß hier durch eine intensive jungpaläozoische Faltung die sonst überall so deutliche Diskordanz zwischen Praecambrium und Paläozoicum vollkommen verwischt worden sein müßte. Doch haben wir sonst keine Anzeigen für eine solche erneute Bewegung; die im Anschluß an die ältere Gebirgsbildung aufgedrungenen Granite der Sierra de San Luis sind kaum verändert, ebensowenig wie die jüngeren Pegmatitstöcke. Wohl in den südlichsten Ausläufern, in der Sierra de Varela, dort ist der porphyrische Granitit stark gestreckt, und seine großen Feldspateinsprenglinge in NS streichenden Ebenen angeordnet. In dieser Gegend nähern wir uns aber auch schon den südlichen pampinen Sierren der Provinz Buenos Aires, in denen eine jungpaläozoische Faltung nachgewiesen ist. Wenn auch spätere Detailuntersuchungen vielleicht noch manches überraschendes Resultat an den Tag bringen werden, so hat es doch bis jetzt den Anschein, als ob in den östlichen Sierren Zentralargentiniens Stücke einer alten präcambrischen Masse zutage träten, die, abgesehen von einer möglichen Transgression des Untersilurs, im Süden, Westen und Norden von einer am Schluß der Periode aufgefalteten paläozoischen Geosynklinale umgeben wurde.

[1]) Stappenbeck, R., Umrisse des geologischen Aufbaues der Vorkordillere. Geol. Pal. Abh. N.F. Bd. 9. Jena 1911.

[2]) Sitzber. K. K. Akad. Wissensch. Wien 1907.

Sichere Daten für die Geschichte der pampinen Gebirge erhalten wir erst wieder an der Perm-Triasgrenze. Aber dann war die brasilianische Masse bereits ein Teil des ausgedehnten Gondwanakontinents und ist überhaupt nur noch in randlichen Transgressionen vom Meer überflutet worden. Eine wechselvolle Serie kontinentaler Bildungen sehen wir sich nun auf ihrer alten Oberfläche ablagern. An der Basis derselben ist ein Komplex durch seine Landpflanzenreste gut abtrennbar. Er beginnt mit groben Arkosen, aus dem Detritus der kristallinen Bildungen, die bald feineren gelben Sandsteinen weichen. Schiefrige Einlagerungen enthalten die durch Kurtz und Bodenbender[1]) schon lange bekannt gewordene Gondwanaflora. Aus dem Bajo de Velis in der Sierra de San Luis, und aus der benachbarten Sierra de los Llanos, wo ziemlich sicher derselbe Horizont ansteht, sind folgende Arten bekannt geworden: *Neuropteridium validum* Feistm., *Pachypteris riojana* Kurtz, *Glossopteris retifera* Feistm., *indica* Schimp., *Browniana* Brgt., *Gangamopteris cyclopteroides* Feistm. *Annularia argentina* Kurtz, *Phyllotheca deliquescens* Schmalh., *leptophylla* Kurtz, *Noeggerathiopsis Hislopi* Feistm., *Cyclopitis dichotoma* Feistm., *Cladophlebis mesozoica* Kurtz, *Euriphyllum Whittianum* Feistm., *Rhipidopsis ginkgoides* Schmalh., *densinervis* Feistm. Bodenbender parallelisiert diese Flora mit der der indischen Karharbari-beds. Die Ginkgo ähnlichen Rhipidopsisformen und *Cyclopitis dichotoma* sind jedoch typische Vertreter der höheren Damudastufe, und Cladophlebis mesozoica ist sogar ein Vertreter aus den Raniganschichten mit stark triadischem Anklang. Da die Glossopteris- und Gangamopterisformen in beiden Abteilungen des indischen Perms vorkommen, dürfte eine Gleichstellung mit der höheren Damudastufe, und zwar der unteren Barakar-Abteilung derselben vielleicht angebrachter sein. In den weiter westlich gelegenen Sierren haben sich allerdings Pflanzen von mehr paläozoischem Gepräge gefunden (*Rhacopteris, Lepidodendron*) und in der Vorkordillere sogar typische Vertreter des Culms. Sie gehören aber wohl tieferen Horizonten in dem überall sehr ähnlich ausgebildeten Komplex an. Weitere Aufsammlungen und Klarstellungen der stratigraphischen Beziehungen werden wahrscheinlich die gleiche Florenaufeinanderfolge ans Tageslicht bringen, wie wir sie aus Indien und Afrika kennen. Jeder Fortschritt unserer Erkenntnis bestätigt ja nur die Übereinstimmung in der Geschichte der Kontinentalmassen der Südhalbkugel seit diesen alten Zeiten. Die eben geschilderten Bildungen sind in der Regel nur in stark dislozierten Schollen am Rande der kristallinen Kerne oder als Fortsetzung ihrer untertauchenden Enden erhalten. Dann und wann greifen sie aber auch in alten primären Senken weit in das Innere des Gebirges hinein, oder grabenartige Einbrüche haben sie vor der Abtragung bewahrt. Sie bilden die unterste Abtei-

[1]) Beobachtungen über Devon und Gondwanaschichten in der argentinischen Republik. Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. Bd. 48. S. 743. Berlin 1896.

lung des von Bodenbender mit dem Namen Paganzoschichten bezeichnenden Komplexes, doch wäre es vielleicht besser, den Namen auf diese tiefsten Schichten zu beschränken, deren Alter durch die Flora festgelegt ist, während die Beziehungen der darüber folgenden roten Bildungen oft noch recht unsicher scheinen.

Im Westen unseres Gebietes (Zug Famatina, de la Huerta) folgen über den Basisschichten zunächst feinkörnige, oft tonige Ablagerungen von roter Farbe, in die sich zuweilen unbeständige und wenig mächtige Kalkbänke einschalten. Diabase und Augitporphyrite treten in Lagern und Gängen auf, und im Norden finden sich auch Quarzporphyrtuffe. Höher oben folgen dann wieder grobklastische Bildungen, Sandsteine und Konglomerate. Über sie legt sich nach Bodenbender das Rhät, das aus gelben Sandsteinen und dunklen Mergelschiefern besteht. Letztere enthalten eine typische aus der benachbarten Vorkordillere schon lange bekannte Rhätflora. Lager und Gänge von Melaphyr und Diabas finden sich allenthalben. Im Osten des Gebietes, in den Sierren Velasco, de los Llanos, San Luis und Cordoba, fehlen die roten triadischen Bildungen einschließlich des Rhäts ganz. Sie sind in dieser Gegend nicht zur Ablagerung gekommen oder sehr bald wieder der Erosion anheimgefallen. Während des mittleren Mesozoicums haben wir eine große Lücke in den kontinentalen Sedimenten. Schichten des Juras sind weder aus der Vorkordillere, noch aus den pampinen Sierren bekannt geworden, und die roten Sandsteine der Kreide scheinen in Zentralargentinien nur deren oberen Teil zu repräsentieren. Am Rande der Kordillere, im Süden von Mendoza, nehmen nicht nur die marinen Sedimente des Juras litorale Facies an und keilen schließlich ganz aus, sondern ebenso das Neocom, und nur die roten Sandsteine der oberen Kreide greifen weit auf das triadische Vorland über. Die Bildungen der Kreide beginnen im Norden mit hellroten, mergeligen Bildungen und oolithischen Sandsteinen, darüber folgt die Hauptmasse der roten Sandsteine, die nach oben wieder mergeligen oder kalkigen, vielfach gipsreichen Ablagerungen weichen. Diesen höchsten Schichten gehört der brackische Horizont mit *Hydrobia*, *Corbicula* und *Cyrena* an, den man schon lange von St. Maria im Norden der Provinz Catamarca kennt, neuerdings aber auch in der Senke zwischen Sierra Famatina und Velasco, sowie am Alto Pencoso in der Provinz San Luis nachgewiesen hat. Er entspricht offenbar einer vorübergehenden brackischen Invasion am Ende der Kreide, die Depressionen in den roten Sandsteinen folgte und zeitlich wohl ziemlich mit der marinen Transgression im Süden im Rio Negrogebiet (Rocastufe) und am Kordillerenrande zusammenfällt.

Unter dem Namen Estratos de los Llanos hat Bodenbender toscaähnliche Bildungen zusammengefaßt, die hauptsächlich in dem Zuge Sierra de los Llanos, Sierra de San Luis vorkommen. Es handelt sich besonders um toscaverkittete Breccien und Sandsteine, die in der Regel von ausgedehnten Kieselausscheidungen begleitet sind. Bodenbender

hält sie für eine östliche Facies der oberen Kreide. Nach meinen Beobachtungen in San Luis möchte ich die Schichten schon wegen ihres ganzen Habitus, besonders aber wegen ihrer auf das kristalline Gebirge übergreifenden Lagerung an die Basis der tertiären Calchaquischichten stellen. Die Verkieselungen und Kieselkonkretionen, die sich zuweilen auch schon in den roten Bildungen der Kreide finden, erinnern sehr an die von Passarge aus der Kalahari geschilderten Phänomene. Sie sind ebenso wie die wohl in Pfannen erfolgten Kalkausscheidungen, die wir in den roten Schichten der Trias trafen, charakteristisch für kontinentale Absätze unter aridem Klima.

Der Übergang von Kreide zum Tertiär ist in den pampinen Sierren ebensowenig scharf wie am Kordillerenrand. Außer den geschilderten Bildungen treffen wir den Rändern der kristallinen Kerne mächtige Konglomerate an- oder aufgelagert. Sie sind bald von roter, bald von brauner Farbe, letzteres besonders im Westen, wo ihnen schon viel andesitisches Material beigemischt ist. In den intramontanen Becken dagegen finden wir, wie uns die letzten 1000 m tiefen Bohrungen gezeigt haben, sehr mächtige Lehme und Mergel von meist roter Farbe, die dann und wann durch verkittete Sande und Schotter unterbrochen sind. Die zahlreichen eingeschalteten Toscabänke und Kalkkonkretionen lassen uns vermuten, daß es sich um jetzt verlehmte, ursprünglich lößähnliche Ablagerungen handelt. Es sind diese Bildungen Äquivalente der Calchaquischichten am Kordillerenrande und eines Teiles der Jujuyschichten Steinmanns[1]) aus dem Norden, sie repräsentieren die untere Pampastufe Roths[2]).

Die Diskordanz zwischen den diluvialen und tertiären Bildungen ist überall deutlich. Am Rande der Sierren von Cordoba und San Luis ist die höchste diluviale Terrasse der unregelmäßigen Oberfläche der älteren roten Bildungen aufgelagert. In dieser alten Flußablagerung finden sich am Südrand des zuletzt erwähnten Gebirges zum ersten Male Gerölle, die von den seinem kristallinen Rumpf aufgesetzten Andesitkegeln stammen. Diese Eruptionen müssen also jungtertiären Alters sein. Nach den Untersuchungen Tannhäusers[3]) handelt es sich um Hornblende und Pyroxenandesite, die zum Teil durch den Alkaligehalt ihrer Mineralien zu Trachyten hinüberleiten. Im Anschluß an die vulkanische Tätigkeit traten auf Spalten Metallsulfidlösungen auf, deren Ausscheidungen von goldhaltigem Pyrit vielfach zu bergbaulichen Versuchen Veranlassung gegeben haben. An andern Stellen lagerten heiße Quellen mächtige Sinterbildungen ab, ihnen gehört der schöne, grüne Marmor (Aragonit), der Onyx von San Luis an. Diese letzten

[1]) Diluvium in Südamerika Monatsber. d. d. geol. Gesellsch. Berlin 1906. S. 215.

[2]) Beobachtungen über Entstehung und Alter der Pampasformation in Argentinien. Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. Bd. 40. S. 375. Berlin 1888.

[3]) Beobachtungen an jungen Ergußgesteinen der argentinischen Republik. N. Jahrb. f. Min. BB. 22. S. 555. 1906.

Bildungen reichen schon in das Diluvium hinein, wie den Sinterbildungen eingeschaltete Toscabänke beweisen, in denen ich die für den europäischen Löß charakteristischen Schneckengattungen *Pupa*, *Succinea* und *Helix* nachweisen konnte. Noch jünger als die Andesite sind die Nephelinbasaltergüsse an der Südspitze der Sierra de Cordoba.

Verschiedenalterige Aufschüttungsterrassen, die den Lauf der Flüsse bei ihrem Austritt aus den Gebirgen begleiten, geben uns auch hier Zeugnis von Unterbrechungen des ariden Klimas durch niederschlagsreichere Perioden zur Diluvialzeit. In den intramontanen Becken erreichen die Auffüllungen des Quartärs eine Mächtigkeit von vielen hundert Metern. Hauptsächlich bestehen sie aus Löß, der dann und wann, besonders nahe der Oberfläche, von sandigen Bildungen, Schottern und Kiesen unterbrochen wird. Dieser Löß, von graugelber Farbe, ist im Gegensatz zu den älteren roten Bildungen nur wenig verändert, und geschlossene Toscabänke sind nicht so häufig. Der Löß der argentinischen Pampas, besonders im Bereich der pampinen Sierren, unterscheidet sich von dem europäischen durch seine sandige Beschaffenheit und seinen oft recht geringen Kalkgehalt. Daß die ursprüngliche Anhäufung aber auch hier vorwiegend durch den Wind erfolgte, beweist seine Verbreitung bis auf den Gipfel der Gebirge. Dort wurde er natürlich in den Tälern zusammengespült, aber auch in den Becken scheint er fast immer eine Umlagerung und Einebnung durch fließendes Wasser erlitten zu haben. Am Ende der Diluvialzeit, als das Klima wieder trockener wurde, bildeten sich in den durch die Aufschüttungen zum Teil abflußlos gewordenen Becken die Lagunen und Salinen, in denen heute die seit alten Zeiten in den kontinentalen Sedimenten aufgespeicherten Salze eine erneute Anreicherung erfahren. Durch das Vorherrschen der Sulfate unterscheiden sie sich nicht unwesentlich von marinen Ausscheidungen, ein Umstand, der nicht minder als das Fehlen jeglicher mariner Reste in dem Untergrund der Salinen, gegen die immer wieder von neuem auftauchende Hypothese spricht, daß es sich um alte Meeresrelikte handele[1]).

Die älteren Bewegungen, die die brasilianische Masse in unserer Gegend betroffen, haben wir bereits besprochen. In den Senken des alten fast abgetragenen Reliefs sahen wir sich die Schichten mit Gondwanaflora ablagern. Aber auch während des Mesozoicums scheinen noch Höhendifferenzen bestanden oder sich erst herausgebildet zu haben, wie uns das Fehlen der jüngeren triadischen Bildungen im Osten vermuten läßt. Die Bewegungen, die zur Bildung der pampinen Sierren in ihrer heutigen Gestalt führten, begannen an der Grenze der Kreide zum Tertiär und erloschen erst am Ende dieser Periode, denn die Calchaquischichten sind noch von ihnen betroffen. Dem Ausklingen der die Anden

[1]) Bodenbender vertritt nicht nur diese Ansicht von neuem, sondern hält auch einen großen Teil der roten Sedimente der Kreide und Trias für marine Ablagerungen.

faltenden Kräfte im Vorlande verdanken sie ihre Entstehung. Die Gebirge lassen sich in drei, in meridionaler Richtung verlaufende Züge gruppieren, die, wie wir gesehen haben, auch Unterschiede in ihrem stratigraphischen Aufbau aufweisen. Der westlichste wird durch die Sierra de la Famatina und die Sierra de la Huerta gebildet und setzt sich nach Süden in der Sierra de las Quijadas und der Sierra del Gigante fort. Der mittleren Gruppe gehören Sierra de Velasco, Sierra de los Llanos, Sierra de Chepes, Sierra de Ulapes und schließlich die Sierra de San Luis an. Den östlichsten Zweig stellt die ausgedehnte Sierra de Cordoba dar. Im Norden, wo sich diese Züge von dem Ostrande der Kordillere ablösen, beobachten wir noch Faltenbau. Hier wurden die kristallinen Kerne unter Aufwölbung der über ihnen lagernden kontinentalen Sedimente in die Höhe getrieben. Die weiten Gewölbe brachen jedoch vielfach wieder in sich zusammen, oder es stieg überhaupt nur die eine oder andere Flanke der antiklinalen Anlage auf, den Übergang anbahnend zur Schollenstruktur, die wir weiter im Süden finden. Die Sierra de la Famatina mit ihrem jähen Ostabfall, stellt den östlichen Flügel einer weiten Antiklinale mit steilen Schenkeln dar, deren Westteil durch den Co. de Villa Union gebildet wird, und deren flaches, nachträglich eingesunkenes Gewölbedach, das von mesozoischen Sedimenten bedeckte Plateau im Süden dieses Ortes ist. Der westliche Teil dieses Gewölbes findet in der Sierra del Valle Fertil und der Sierra de la Huerta seine Fortsetzung. Auch der mittlere Zug läßt in der Sierra de los Llanos und Sierra de Chepes antiklinale Anlage der Hebung erkennen. Erstere ist der Ost-, letztere der Westflügel des in einer NW-SE streichenden Linie zusammengebrochenen Gewölbes. Die Ostflanke taucht im Norden in der Sierra de Velasco wieder auf und setzt sich im Süden in der Sierra de Ullapes fort. Weiter südlich in der Provinz San Luis herrscht schon typischer Schollenbau. Das Hauptgebirge ist aus langen, staffelförmig angeordneten, durch in meridionaler Richtung verlaufende Spalten getrennte Schollen zusammengesetzt, von denen die östlichen immer weniger hoch gestiegen sind. Die Sierra de Cordoba weist die gleiche Struktur auf, und auch dort flaut die Heraushebung auf die nämliche Weise gegen Osten ab.

Zwischen diesen gehobenen Teilen der alten Masse entstanden durch synklinale Senkung oder Einbrüche tiefe Beckenreihen, von denen jedesmal die der Kordillere näher gelegene ein höheres Bodenniveau hat. Die Übertiefung der Becken wurde durch die tertiären und quartären Aufschüttungen rasch wieder ausgeglichen, und jüngere Bewegungen führten gelegentlich zu Überschiebungen der nachgiebigen Auffüllungen durch die älteren Gesteine der Sierren am Rande derselben.

Schwieriger ist es, für den Verlauf und die Unterbrechungen in den Zügen eine Erklärung zu finden. Zweifellos haben sich die tertiären Bewegungen vielfach alten Strukturen angepaßt. So fallen Richtung und äußere Begrenzung der Gebirge fast immer mit der Streichrichtung

35.—34. Breitegrad.

	Rand der Cordillere.	Sierra Pintada.	Sierra Varela.
Tertiär	Decken und Laven von Pyroxenandesiten und Feldspatbasalten. Schotter und konglomeratische Sandsteine mit Geröllen v. Hornblendeandesiten.	Calchaquischichten. Rote Konglomerate.	Konglomerate.
obere Kreide	Tonige Sandsteine, Mergelschiefer und Kalke mit Cardita Morganiana Rathb. Gryphaea vesicularis Lmk. usw. Oolitische Sandsteine mit brackisch-limnischer Moluskenfauna. Rote Sandsteine u. Konglomerate.	—	—
untere Kreide	Gips, Mergelschiefer. Exogyrakalke. Kalke u. Mergelschiefer mit Neocomammoniten.	—	—
Jura	Konglomeratische Sandsteine mit Hildoceras. (Lias)	Keilen gegen Osten aus.	
Trias	Quarzporphyr und Porphyrtuffe.	Quarzporphyre, Tuffe, Arkosesandsteine.	Quarzporphyrtuffe, Arkosesandsteine.
Permocarbon	Liegendes tritt nicht zutage.	Sandsteine mit Pflanzenresten.	
Älter. Paläozoicum		Basalkonglomerat. Tonschiefer, Quarzite.	
Algonkium			Granit, Pegmatit, injizierte Schiefer.

der sie aufbauenden kristallinen Schiefer zusammen. Aber auch noch andere Punkte werden für das Zustandekommen des heutigen Bildes maßgebend gewesen sein. Die Abschwenkung der beiden westlichen Züge gegen Osten zwischen dem 30. und 31. Breitengrad scheint durch die zwischen ihnen und der Vorkordillere schildförmig auftauchende Masse des Pie de Palo bedingt zu sein. Im Süden dürfte das Herantreten der Sierra de Cordoba aus nordöstlicher Richtung die ausgedehnte Hebung des Untergrundes, wie wir sie in der Sierra de San Luis finden, mit veranlaßt haben.

Im Norden ist es ein Abschwellen der Antiklinalen, das die Unterbrechungen in den Gebirgsreihen bedingt, im Süden dagegen werden sie vielfach durch NW-SE gerichtete, grabenartige Einbrüche verursacht. Besonders schön beobachten wir diese transversalen, mit tertiären

33.—32. Breitegrad.

	Vorcordillere.	Alto Pencoso. Sierra del Gigante.	Sierra de San Luis.	Sierra de Cordoba.
Tertiär	Schotter, braune Lehme, Konglomerate und Sandsteine. (Calchaquischichten)	Rote Konglomerate	Rote Mergel und Lehme mit Toscabänken. Rote Konglomerate.	
Kreide	Tonige rote Sandsteine.	Oolith. Mergelkalkemit Hydrobien, Gipse u. Mergel. Rote Sandsteine.		Rote Sandsteine z. T. mit Melaphyrlagern.
Trias	Gelbe Sandsteine, Mergelschiefer mit Rhätflora. Rote Sandsteine und Konglomerate. Porphyr u. Porphyrtuffe.			
Permocarbon	Sandige Schiefer m. Pflanzenresten, gelbe Sandsteine, Basalkonglomerat.		Sandige Schiefer mit Gondwanaflora, gelbe Sandsteine, Arkose.	
Älter. Paläozoicum	Grauwacken u. Tonschiefer (Ob. Silur-Devon)			
	Dolomite und Kalke (Unt. Silur).			
Algonkium		Quarzite, kristalline Schiefer, Marmore.	Tonschiefer und Quarzite. Phyllite, Glimmerschiefer, Amphibolschiefer, Marmore Granite, Pegmatite.	

Bildungen erfüllte Senken an der Südspitze der Sierra von San Luis. Hier hat das jeweils südlichere, aus kristallinen Gesteinen aufgebaute Gebirgsstück durch sie nicht nur eine Absenkung, sondern auch eine kulissenartige Verschiebung gegen Osten erfahren.

Die Rumpfflächen der kristallinen Schollen, die heute in den Gebirgen von Cordoba und San Luis wieder freigelegt sind, stammen wohl noch aus permotriadischer Zeit. Sie haben durch die tertiäre Gebirgsbildung eine gegen Osten geneigte Lagerung erhalten, und das auf ihnen neu entstandene Fluß-system durchschneidet jetzt ihre alten in meridionaler Richtung verlaufenden Täler.

Die Tabellen (S. 586—588) geben uns einen Überblick über die stratigraphischen Beziehungen der Ablagerungen in den pampinen Gebirgszügen zu denen des Randes der Kordillere, beziehungsweise der Vorkordillere.

31.—29. Breitegrad.

	Vorcordillere.	Famatina, Sierra de la Huerta.	Sierra de Velasco, Sierra de los Llanos.
Tertiär	Lehme, Konglomerate, Sandsteine.	Lehme, Konglomerate, Sandsteine, Tosca.	Lehme, Konglomerate, Sandsteine. Tosca verkittete Konglomerate u. Breccien, Kieselkonkretionen.
		Kalkschiefer m. Hydrobia, Corbicula. Mergel u. Gips.	Oolith. Kalke, graue Sandsteine.
Kreide	—	Rote Sandsteine. Melaphyrlager u. Gänge.	—
Trias	—	Gelbe Sandsteine und Mergelschiefer m. Rhätflora. Rote Sandsteine u. tonige Bildungen m. Kalklinsen. Diabase, Augitporphyrite Quarzporphyrtuffe.	—
Permocarbon		Gelbe Sandsteine und: Schiefer mit Pflanzenresten.	Gelbe Sandsteine und Schiefer mit Gondwanaflora.
	Grauwacken und Tonschiefer.	Tonschiefer und Grauwacken.	
Älter. Paläozoicum	Ob. Silur, Devon. Dolomite u. Kalke, Unt. Silur.	Marmore mit Hornsteinen? Cambrische Schiefer.	
Algonkium		Qarzite, Phyllite, Glimmerschiefer, Amphibolschiefer, Marmore. Granite, Diorite.	Tonschiefer und Quarzite. Injizierte Schiefer, Granite.

B. Unter der Redaktion der Deutschen geologischen Gesellschaft.

Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit.

Von **C. Gagel.**

III. Nachtrag.

Nach Abschluß der vorstehenden Arbeit sind im Verlaufe des Sommers noch folgende wichtige Arbeiten erschienen, die einige Resultate in erfreulicher Weise bestätigen, bzw. ergänzen.

Nr. 75a. K. Keilhack: Die geologischen Verhältnisse des Niederlausitzer Braunkohlengebietes mit besonderer Berücksichtigung der Felder der »Ilse B.A.« in Grube Ilse. »Grube Ilse N.L.« 1913 im Selbstverlag.

Zu Seite 469 und 498. Einige detaillierte Profile zeigen die Lagerung eines Teiles der südlichen Interglazialkiese des Braunkohlengebietes zwischen mittlerer und ältester, stark verwitterter Moräne, bzw. ihre Lagerung unter diskordanter, stark verwitterter älterer Moräne, womit es erwiesen ist, daß ein Teil dieser Kiese älteres Interglazial ist, während für die etwas nördlicher gelegenen kalkfreien Kiese, die von frischem, oberen Geschiebemergel überlagert werden, also das Alter als jüngeres Interglazial wahrscheinlich ist.

Nr. 101b. Milthers: Ledeblokke i de Skandinaviske Nedisningers Sydvestlige Graense egne og deres Bidrag Til Kundskraben om Isstrøm retningernes Skiften og Aldersfolge. Mit deutschem Resumé. Meddel. Dansk geolog. Forening IV 1913.

Zu S. 351—353. In dieser wichtigen Arbeit wird gezeigt, daß in NO.-Hannover, wo durch die stratigraphische Untersuchung bei der Kartierung und durch die Verbreitung der jüngeren Interglaziale die Verbreitung des jüngsten, obersten Diluviums erwiesen ist, eine völlig andere Geschiebeführung vorhanden ist (reichlich norwegische und Dalarne-Geschiebe, relativ wenige Ostseegesteine) als in dem älteren Diluvialgebiet westlich der Weser und in Holland, wo die norwegischen Geschiebe ganz zurücktreten, bzw. völlig fehlen, dagegen die Ostseegesteine ungeheuer vorwalten. Dies Resultat bestätigt die Ergebnisse der Untersuchungen im Unterelbegebiet bei Glinde Ütersen, wo ebenfalls die junge, obere Moräne erheblich mehr norwegische Geschiebe enthält als die ältere Moräne unter dem letzten Interglazial, und beseitigt endgültig die gegenteiligen, beweislos gebliebenen Behauptungen Stolleys von der Beschränkung der norwegischen Geschiebe auf die »Hauptvereisung« (Nr. 35, 116).

Zu S. 499. In bezug auf die Hauptverbreitung des skandinavischen Inlandeises in Großbritannien wird in dieser selben Arbeit gezeigt, daß die äußerste, größte Verbreitung dieser Eisbedeckung durch einen baltischen Eisstrom bewirkt wurde, der auf der Höhezeit der mittleren Vereisung, des »Haupteises«, den norwegischen Eisstrom ganz zurückgedrängt hatte.

Nach freundlicher persönlicher Mitteilung von Milthers ist dieser der Überzeugung, daß diese Moräne mit baltischen Geschieben jünger ist als das Cromer Forest bed, an dessen Gleichaltrigkeit mit der Stufe von Tegelen, dem Interglazial I (S. 360, 361) ein begründeter Zweifel wohl nicht mehr besteht.

Das Cromer Forest bed enthält im wesentlichen dieselbe Fauna und Flora wie die Tegelenstufe (Seite 360—361, Nr. 80 und 81); es geht nach oben über in Schichten mit *Corbicula fluminalis* (bezeichnend für Interglazial I bei Halle, S. 367, und in Dänemark), *Unio pictorum* usw. (Süßwasserschichten der unteren Eemzone, S. 346, 393), über denen marine Schichten mit *Cardium edule*, *Tellina baltica*, *Astarte borealis* liegen, also dieselbe Vergesellschaftung von limnischen mit überliegenden

marinen Schichten wie in der ganzen Eemzone. Ganz zu oberst endlich liegen Schichten, die durch die Führung von *Salix polaris*, *Betula nana*, *Hypnum turgescens* unverkennbar auf hereingebrochene arktische Bedingungen — die mittlere Vereisung — deuten.

Ist diese Anschauung richtig — und nach der vorhandenen Literatur scheint sie tatsächlich unbestritten zu sein —, so wäre doch die mittlere Vereisung die ausgedehnteste gewesen, da sie sowohl im Osten wie im Westen das Gebiet der letzten Eisbedeckung zum Teil ganz erheblich überschritten hat und nur in Mitteldeutschland von der ältesten Vereisung etwas überholt zu sein scheint.

Durch ein Übersehen beim Zusammenarbeiten des Manuskripts sind folgende, wichtige Interglaziale leider in der Arbeit nicht angeführt. Zu S. 347 (Südjütland) ist zuzufügen:

Bei Ejstrup in Südjütland liegt unter Geschiebesand (52) eine 7 m mächtige Ablagerung von Faulschlamm (Lebertorf, Gyttja), die von Ton, nordischem Sand und Moräne unterlagert wird. Der Ton unter der Gyttja enthält *Dryas octopetala*, *Salix polaris*, *Potamogeton perfoliatus*, *Armeria maritima*, *Carex* usw.; an der Grenze zur Gyttja liegen neben Ostracoden, Anodonten, Valvaten, *Alnus glutinosa*, *Betula alba*, *Cirsium lanceolatum*, *Eupatorium cannabinum*, *Najas marina*, *Populus tremula*. Im Faulschlamm selbst liegen neben Valvaten, Pisidien *Bithynia Leachi*, *Alnus glutinosa*, *Fraxinus excelsior*, *Nuphar luteum*, *Quercus pedunculata*, *Tilia grandiflora*, *Picea excelsa*, *Taxus baccata*, *Carpinus betulus*, *Lycopus europaeus*, *Eupatorium cannabinum*, *Oenanthe phellandrium* usw.

Es ist also ein Interglazial mit wundervoller Klimaschwankung, beginnend mit typischem arktischen Dryaston, über dem die typische Flora eines sicher ganz gemäßigten Klimas folgt, und es ist hier also sicher ein älterer Dryaston vom Ende der mittleren Vereisung nachgewiesen, analog den verschiedenaltrigen Yoldiatonen[1]) (S. 408).

In Mandø Hølade bei Ripen, Jütland, ist unter 3 m Alluvium und 10—16 m fluvioglazialem Sand 10—25 m Cyprinenton mit der typischen Eemfauna gefunden (100) mit *Cardium papillosum*, *Cardium echinatum*, *Nassa reticulata*, *Bittium reticulatum*, *Turritella terebra*, *Aporrhais pespelicani*, *Corbula gibba*, *Ostrea edulis*, *Tapes aureus eemiensis*, *Tapes decussatus*, *Gastrana fragilis*, *Scrobicularia piperata* und *Saxicava arctica*. Unterlagert wird dieser Cyprinenton in zahlreichen Bohrungen von mehr als 60 m Glazialdiluvium, darunter 24 bis $>$ 26 m Geschiebemergel.

Das Alter des überlagernden Fluvioglazialsandes ist vorläufig — ebenso wie bei Tondern[2]) — nicht genauer zu bestimmen; jedenfalls liegt

[1]) Vergl. auch den Glazialton mit *Salix polaris* von Borna bei Leipzig. Felix, Neue Befunde im Diluvium bei Leipzig. Sitzb. naturf. Ges. Leipzig, B. 36. 1909,

[2]) In der Gliederungstabelle ist bei Tondern neben dem »Mittl. G. D.« leider das ? ausgefallen und in der Korrektur übersehen; es muß heißen: Mittl. (?) G. D.

auch hier auf größere Erstreckung mächtiges Diluvium unter dem ungestörten Cyprinenton, gegen dessen primäre Lagerung kein begründeter Zweifel vorliegt, da keine Moräne und keine Glazialstörungen darüber vorhanden sind, und der auch, weil es eben Ton ist, die Fossilien nicht auf sekundärer Lagerstätte enthalten kann.

Im Gegensatz hierzu liegt unter nicht mehr genauer zu kontrollierenden Umständen bei Kekenis auf Alsen (42) typischer Cyprinenton zwischen blaugrauem Geschiebemergel noch unbestimmten Alters und miocänem Glimmerton, was eine bemerkenswerte Analogie mit Ostrometzko in Westpreußen und Argenau in Posen darstellt, wo die Eemfauna auch zwischen Geschiebemergel (hier sicher unterem) und Miocän liegt (S. 391—392).

Zu Seite 348 (Burg, Ditmarschen) und 455 (Hiddensoe) ist der Literaturnachweis nachzutragen:

Nr. 101b. H. Munthe: Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiet. Bull. geolog. Institut. of Upsala. Vol. III. 1896/97.

In bezug auf Hiddensoe wird in dieser Arbeit betont, daß die mittlere Moränenbank stark verwittert ist. In bezug auf Burg (Ditmarschen) wird hervorgehoben, daß das Auftreten von *Leda pernula* in den tiefsten Teilen dieser Tone und ihr Fehlen in den höheren Teilen beweist, daß die tieferen Teile dieser Tone unter wesentlich arktischeren Bedingungen sich gebildet haben als die jüngeren, daß also eine schöne Klimaschwankung hier vorliegt, und daß diese Ablagerung jetzt mindestens 40 m vertikal gehoben sein muß. Hierzu ist noch zu vergleichen:

Nr. 166b. Zeise: Über eine präglaziale marine Ablagerung bei Burg i. Ditmarschen. Mitt. miner. Inst. Kiel I. 1888 und Nr. 42 (Gottsche)

Zu S. 458—460, die märkischen Interglaziale betreffend, sind leider zwei wichtige Literaturangaben nicht angeführt:

Nr. 142a. F. Wahnschaffe: Über die Auffindung der Paludinenbank in dem Bohrloche Carolinenhöhe bei Spandau, Z. 1902, S. 1—6 nebst anschließender Diskussion, besonders von Maas (auch zu Seite 394).

Nr. 145b. F. Wahnschaffe: Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und die Stellung des norddeutschen Randlößes. Zeitschr. f. Gletscherkunde V. 1911, S. 321—338.

Ebenso wie hier noch ein Fundpunkt des Rixdorfer Horizontes bei Eichholz (Nr. 145) nachzutragen ist.

Endlich ist neuerdings bei Warnsdorf, NW. Lübeck, unter sehr mächtigem Oberem Geschiebemergel (Grundmoränenlandschaft des Brothener Ufers, Nr. 37) in **60—62** m Tiefe eine sehr deutliche und schöne Verwitterungszone im Unteren Sand und Unteren Geschiebemergel aufgefunden (vgl. S. 343, 386 und 410, wo die jüngere Verwitterungszone auch in mehr als 60 m Tiefe liegt!)

Rheinsberg, 5. September 1913.

II. Bücher- und Zeitschriftenschau.

Ein systematisches **Sach- und Namenregister** zur 2. Serie der Verhandlungen der Kais. Mineralogischen Gesellschaft und zu den Materialien zur Geologie Rußlands 1895 bis 1909 hat P. v. WITTENBURG zusammengestellt. Da die meisten dieser Veröffentlichungen in russischer Sprache erschienen sind, so ist es sehr zu begrüßen, daß das Register doppelt, in russischer und deutscher Sprache, verfaßt ist. St.

Compte rendu du III. Congrès International du Pétrole. Bucarest 1912. Von dem Berichte des im September 1907 abgehaltenen Kongresses ist jetzt der 1. Teil erschienen. Er enthält den Bericht über die Vorbereitung und den Verlauf des Kongresses, sowie die Vorträge und Erörterungen in den Sektionen. Hierbei spielt die Frage nach dem Ursprunge des Erdöls eine große Rolle. St.

J. FRIEDLÄNDER: **Beiträge zur Kenntnis der Kap Verdischen Inseln.** Berlin 1913. 109 Seiten, 19 Tafeln, 11 Karten. (D. Reimer). Mk. 15.

Die Bereisung der Kapverden durch den Verfasser hat bekanntlich zur Auffindung von oberjurassischem Aptychenkalk (HENNING: Aptychen von den Kap Verdischen Inseln. — Z. d. g. G. 65 A, 151. 1913) geführt, der als steilgestellte Scholle auf der Insel Maio auftritt und die Fortsetzung des Atlas-Faltengebirges in jene Gegend des atlantischen Ozeans beweist. Das vorliegende Werk enthält nun eine Fülle neuer Beobachtungen über die Geologie und die vulkanischen Gebilde der Inselgruppe. Zahlreiche Ansichten sind auf 19 Tafeln zur Darstellung gelangt, eine geologische Übersichtskarte und topographische Spezialkarten 1 : 100000 oder 1 : 200 000 sind beigegeben. Ein Anhang von FRIEDLÄNDER behandelt die Wasserverhältnisse der Inseln, ein zweiter von BERGT enthält eine vollständige Übersicht aller bis jetzt bekannten Gesteine. Die Inselgruppe ist hiernach ein schönes und reines Alkaligesteinsgebiet, wofür sie ja schon lange bekannt ist. Das Ganze ist ein wichtiger Beitrag zur Kenntnis der atlantischen Inseln. St.

Der Steinbruch. VII. Jahrgang 1912. 1. Die Wirkung des Wassers auf die Bestandsteile der natürlichen Gesteine. Ref. nach den Untersuchungen von J. HIRSCHWALD. Heft 2, S. 18, 19. — Führt die Versuche HIRSCHWALDS an über die Geschwindigkeit der Auflösung von Lamellen von Carbonaten und Gips in gewöhnlichem Wasser und die Anwendung der Resultate auf eine Berechnung der Wirkung des Auflösungsprozesses durch Regen. Ferner wird der Einfluß des Wassers als Träger der chemischen Agenzien und als Vermittler der chemischen Aktion sowohl als auch seine Einwirkung auf den »adhärenten Zusammenhang« gewisser Bestandteile eines Gesteins besprochen.

2. P. ROHLAND: Die Beweglichkeit der Abböschungen und die Kolloidnatur der Tone. Heft 3, S. 26. — Verfasser ist der Ansicht, daß die Stabilität einer Abböschung wächst mit dem Gehalt an Mineralien, die infolge ihrer Kolloidnatur Wasser aufsaugen und festhalten und abnimmt in dem Maße als »amorphe und kristalloide Stoffe« vorhanden sind.

3. A. SCHMIDT: Technisch nutzbare Gesteine aus der Trias des württembergischen Schwarzwaldes und seines Vorlandes. Heft 5, Seite 48, 49 und Heft 6,

S. 60, 61. — Die Granite, Gneise und Porphyre des württembergischen Anteiles des Schwarzwaldes spielen wegen der ungünstigen Verkehrsverhältnisse jener Gebiete keine große Rolle. Am wichtigsten ist der Buntsandstein, der in allen Stufen abbauwürdiges Material liefert. Weiter sind nur noch der obere Muschelkalk, der Lettenkohlensandstein und der Schilfsandstein von Bedeutung.

4. C. Gäbert: Die technisch nutzbaren Gesteine des Königreichs Sachsen. Heft 7, S. 72—82. — Gibt in 3 Kapiteln (1. Kristalline Schiefer und durch Kontaktmetamorphose umgewandelte Gesteine; 2. ältere und jüngere Eruptivgesteine und Quarzporphyrtuffe; 3. Sedimentgesteine) einen Überblick über das Auftreten, die Beschaffenheit und technische Verwendbarkeit der Gesteine Sachsens.

5. Die Steinbrüche Sachsens. (Mit zahlreichen Abb.) Heft 7, S. 83—102.

6. Die Granitindustrie in Finnland. (Ref. nach J. Sederholm.) H. 8, S. 112.

7. R. Lang: Übersicht über die Bildungsweise und chemische Wetterbeständigkeit der Sandsteine. Heft 12, S. 187, H. 13, S. 197, H. 14, S. 212, H. 15, S. 222. — Bespricht die Sandsteine in bezug auf die klastischen Gemengteile, die Bindemittelsubstanz und deren verschiedenes Verhalten gegenüber der Verwitterung. Besonders betont wird die Bedeutung der verkieselten Bindemittel, die für die Haltbarkeit der Sandsteine in unserem Klima am wichtigsten sind. Auch die Veränderungen der Bindemittelsubstanzen in den verschiedenen Tiefenzonen und die Verwitterung unter verschiedenen Klimazonen werden z. T. eingehend behandelt.

8. P. Rohland: Die Entstehung der Tone bzw. des Kaolins. H. 15, S. 220. (Vergl. auch Nr. 28.) — Der Verfasser meint, daß es nicht angängig sei, die Entstehung der Tone, sowie die Kaolinisierung auf eine Formel bringen zu wollen. Es ist von Fall zu Fall zu untersuchen, welche der drei sich gegenüberstehenden Ansichten die zutreffende sei. Die Einwirkung der Humusstoffe, die, wie neuerdings Untersuchungen in der Kgl. Bayerischen Moorkulturanstalt ergeben haben, keine Säuren sind, sondern z. T. auch alkalisch reagieren oder sich ganz indifferent verhalten, ist noch zu untersuchen. Eine besondere Berücksichtigung verdiene die Wasserbindung bei der Zersetzung der Alkali-Aluminiumdoppelsilicate. Zum Schluß weist der Verf. noch auf seine Vermutung hin, daß der Geruch verschiedener Tone auf eine Mitwirkung von Mikroorganismen deute.

9. K. Oebbeke: Die technisch nutzbaren Gesteinsvorkommen im Königreich Bayern. Heft 16, S. 230—238. — Überblick über Aussehen, Verwendbarkeit und Produktionswert der im rechtsrheinischen Bayern gebrochenen Gesteine. 25 Abb.

10. Die Steinbrüche im rechtsrheinischen Bayern. H. 16, S. 239—257. Hauptsächlich Abbildungen mit Angaben der Steinbruchbesitzer.

11. Talkumbrüche. Ref. von R. M. nach M. Jaulin in ‚La Technique Moderne'. H. 17, S. 265. Mitteilungen über Vorkommen und Gewinnung von Talk.

12. Die Produktion der Steinbrüche Italiens im Jahre 1910. H. 18, S. 277.

13. Die Schiefer-, Flußspat- und Schwerspatproduktion in England. H. 26, S. 412.

14. Schmirgelgewinnung auf Naxos. H. 27, S. 424.

15. Die Eigenschaften der im Hochbau zur Verwendung kommenden Naturgesteine. (Ohne Angabe des Verfassers.) Heft 28, S. 438—439. — Gibt Untersuchungen über Porosität, Wärmeleitung, Ausdehnung durch Erwärmung, Farbe, Politurfähigkeit und Festigkeit der für den Hochbau verwendeten Gesteine.

16. Über die Theorie der Einwirkung von Frost auf natürliche Bausteine. Ref. nach Prof. Dr. Seipp in »The Quarry«, Juli 1912. H. 29, S. 451.

17. Die Porphyrsteinbrüche von Dossenheim, Schriesheim und Weinheim a. d. Bergstraße. Heft 30, S. 458—461. — Geologische und petrographische Beschreibung des Quarzporphyrs, seine Gewinnung und Verwendung.

18. Über einige Erhärtungsvorgänge. P. Rohland. H. 32, S. 485.

19. Württembergs technisch nutzbare Gesteinsvorkommen. M. Bräuhäuser. H. 34, S. 506—510. — Eine Übersicht über die abbauwürdigen Gesteine der in Württemberg auftretenden Formationen mit Angabe ihrer Verwendung.

20. Mitteilungen über württembergische Steinbrüche. H. 34, S. 511—514. — Wie bei Nr. 10.

21. Die technisch nutzbaren Gesteine Badens. A. Wurm. H. 34, S. 514—520. — Die geologischen Verhältnisse und die wirtschaftliche Nutzbarkeit der Gesteine Badens sind übersichtlich und eingehend beschrieben.

22. Mitteilungen über die Steinbrüche Badens. H. 34, S. 520—523. — Wie bei Nr. 10.

23. Die nutzbaren Steinvorkommen und die Steinindustrie der bayerischen Rheinpfalz. G. Habermehl. H. 34, S. 523—528.

24. Die Steinbrüche der Pfalz. H. 34, S. 528. — Wie bei Nr. 10.

25. Der Marmor Carraras. H. 37, S. 566—568. (Ohne Angabe des Autors.) Nach einer kurzen Übersicht über die Entstehung von kristallinen Kalksteinen wird ein Auszug aus W. Hörstel, »Am blauen Mittelmeer«, Berlin 1911, gegegeben, enthaltend einen geschichtlichen Überblick über die Steinbruchindustrie bei Carrara, die wirtschaftlichen Verhältnisse, über Abbau und Verwendung des Marmors.

26. Deutschlands größte Kalkwerke. H. 37, S. 570.

27. Der Steinbruchbetrieb im oberdevonischen Diabastuff bei Rentzschmühle im Vogtlande. E. Weise. H. 38, S. 583—585 und H. 40, S. 638—639.

28. Über eine Kaolinisierung aus Quarzporphyr durch Huminstoffe. P. Rohland. H. 45, S. 712. — Die Kaolinlager in Hohburg bei Wurzen in Sachsen, die von Braunkohle und toniger Kohle überlagert sind, und die einen beträchtlichen Gehalt an organischen Stoffen zu enthalten scheinen, können durch Zersetzung von Quarzporphyr durch Huminstoffe gebildet sein. Es lassen sich aber auch für die Entstehung des Kaolins durch rein chemisch-physikalische Zersetzung durch die Atmosphärilien Fälle aus derselben Gegend anführen.

29. Die kontaktmetamorphen Schiefer des Bergener Granites. A. Uhlemann. H. 44, S. 698—700 und H. 45, S. 713—715. — Entstehungsgeschichte, petrographische Beschaffenheit und Verwendbarkeit der kontaktmetamorphen cambrischen Schiefer bei Bergen im östlichen Vogtland.

30. Kalkgewinnung der Vereinigten Staaten von Amerika im Jahre 1911. (Nach Bradstreets.) H. 47, S. 745.

31. Die technisch nutzbaren Gesteinsvorkommen der Rheinprovinz. P. G. Krause. H. 48, S. 752—754. — Verf. bespricht die einzelnen Gesteinsvorkommen hinsichtlich ihrer Verbreitung und ihrer Bedeutung für die Industrie nach petrographischen Gesichtspunkten geordnet.

32. Die Steinbrüche der Rheinprovinz. H. 48, S. 755—782. Wie Nr. 10.

33. Über die Festigkeit der Trierischen Sandsteine. (Aus einem amtlichen Berichte über den Bau der Eisenbahnbrücke bei Konz über die Mosel in den Jahren 1856/57.) H. 48, S. 782—783.

34. Die württembergischen Sandsteine. A. Schmidt. H. 51, S. 818—820. (Vergl. Ref. Nr. 3.)

35. Schieferbrüche und Schieferindustrie in Südquebek. Ref. von R. M. nach A. Dresser in »The Journal of the Canadian Mining Institute 1911«, S. 149—63. H. 52, S. 836—838.

36. Die Dachschieferindustrie von Dinornic in Wales. Nach »The Stone Trades Journal« Dez. 1912. Kumm.

III. Personalia usw.

Professor Emil Philippi-Stiftung.

Die Professor Emil Philippi-Stiftung ist zur Förderung von wissenschaftlichen Arbeiten auf denjenigen Gebieten der Geologie und der Paläontologie errichtet worden, auf denen sich die Arbeiten des weiland Professor Dr. E. Philippi in Jena bewegt haben.

Das diesjährige Erträgnis der Stiftung im Betrage von achthundert Mark wird hierdurch zur Bewerbung von der unterzeichneten Kommission ausgeschrieben, der die Vergebung satzungsgemäß zusteht.

Zur Bewerbung um die Unterstützung sind berechtigt: Studierende der Universität Jena und junge Gelehrte an irgend einer deutschen Hochschule. Bei im übrigen gleichwertigen Bewerbern erhalten solche von der Universität Jena den Vorzug.

Bewerbungen um die Unterstützung sind bis zum 1. Januar 1914 an den unterzeichneten derzeitigen Dekan der Philosophischen Fakultät, Herrn Professor Dr. Hoepffner in Jena einzureichen. Beizufügen ist ein ausführlicher Plan über den Gang und die Ziele der in Aussicht genommenen Arbeit, ferner bei Studierenden ein Zeugnis über Fleiß und Kenntnisse, ausgestellt von ihrem derzeitigen Lehrer in Geologie.

Die Verleihung der Unterstützung erfolgt am 25. Februar, dem Todestage Emil Philippis.

Jede mit Unterstützung der Stiftung ausgeführte Arbeit muß unter dem Titel den Vermerk tragen: »Ausgeführt mit Unterstützung der Professor Emil Philippi-Stiftung«. Sieben vollständige Exemplare der Arbeit sind an die Kommission abzuliefern.

E. Hoepffner,
E. Kayser, G. Linck, G. Steinmann, W. v. Seidlitz.

IV. Geologische Vereinigung.

Bericht über die Versammlung in Marburg am 3. u. 4. Mai 1913.

Samstag, d. 3. Mai.

Im Laufe des Vormittags trafen die Teilnehmer ein und besichtigten die Sammlungen des geologischen Instituts, besonders die von Herrn Priv.-Doz. Dr. ANDRÉE nach genetischen Gesichtspunkten durchgeführte Neuaufstellung der Sedimentsammlung. Am Nachmittag fand ein Ausflug nach dem Frauenberg und Stempel statt, wobei besonders die neuen Tertiäraufschlüsse des Stempels mit ihren interessanten Kontakterscheinungen Beachtung fanden. In der am Abend stattgefundenen wissenschaftlichen Sitzung begrüßte zunächst der Vorsitzende, Herr E. KAYSER (Marburg) die Mitglieder der Vereinigung. Zunächst sprach dann:

Herr G. STEINMANN (Bonn) über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin (s. G. R. dies. Bd. S. 572), wobei er u. a. ein Gestein vorlegte, welches Hohlräume eines herausgelösten Minerales mit rhombischem Querschnitt enthält.

Zur Diskussion sprachen die Herren FREUDENBERG (Göttingen) und ANDRÉE (Marburg), sowie der Vortragende, wobei ersterer insbesondere auf ähnliche Vorkommen im schwäbischen mittleren Muschelkalk, ANDRÉE auf die Dolomitrhomboeder in Verbindung mit den belgischen Phthaniten und den obersilurischen Kieselschiefern der Lausitz hinwies.

Herr M. SEMPER (Aachen) sprach über eine kleine altunterdevonische Fauna aus der Sierra Morena, die nahe Beziehungen zu den rheinischen Siegener Schichten aufweist.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren F. DREVERMANN (Frankfurt a.M.) und der Vorsitzende.

Herr F. HERRMANN (Marburg) sprach über die für Sonntag, d. 4. Mai, geplante Exkursion, insbesondere die neubearbeiteten Hercynvorkommen. Zur Diskussion sprach Dr. DREVERMANN und der Vorsitzende.

Sodann sprach Herr K. ANDRÉE (Marburg) über die Herkunft des Cölestins im Mokattamkalk Ägyptens:

Neuere Cölestinfunde von Professor STROMER in München aus dem Baustein von Kairo veranlaßten den Vortragenden, der Frage nach der Genese dieses lange bekannten Vorkommens nachzugehen, besonders, da sie gegen eine syngenetische Ausscheidung des Cölestins zu sprechen schienen, eine Anschauung, welche BAUERMANN und FOSTER im Jahre 1867 ausgesprochen hatten, und welche wenigstens in ihrer Verallgemeinerung nicht zutreffen konnte. Außer dem neuen STROMERschen Material wurden ältere Stücke der Münchener, Stuttgarter, Berliner und der Professor BLANCKENHORNschen Privatsammlung untersucht.

Die mitteleocäne Mokattamstufe Ägyptens läßt sich in zwei größere Unterabteilungen gliedern, deren Gesteine sich an den kahlen Hängen des Mokattamgebirges schon an der Farbe unterscheiden lassen, indem die untere Abteilung weiß erscheint, während die obere mehr einen bräunlichen Ton erkennen läßt. Die bekanntesten Cölestinvorkommnisse liegen in dem der unteren Abteilung angehörenden Baustein von Kairo, der in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen und wegen seines Versteinerungsreichtums berühmt ist. Am reichlichsten sind die Cölestine in der sogenannten »oberen Mauer« BLANCKENHORNS, wo sie in viel-

fach gesetzmäßiger Weise mit den Fossilien verknüpft erscheinen. Hier sind entweder die Schalenhohlräume mit diesem Mineral erfüllt oder auch die Schalen selbst durch dasselbe ersetzt, wie sich insbesondere an verschiedenen Nautilusschalen beobachten ließ, deren Umwandlung infolge ihrer ursprünglichen Aragonitnatur leicht zu verstehen ist. Besonderes Interesse verdienen aber mehrere Exemplare einer *Stylocoenia*, einer stockförmigen, etwa abgeplattet kugeligen Koralle. Ein Exemplar liegt nur in äußerem Abdruck vor, und der ursprünglich von der Korallenskelettsubstanz eingenommene Raum ist durch Auflösung derselben und Ausscheidung von Cölestin zu einer Cölestindruse umgewandelt worden. Zwei andere Individuen sind andererseits so erhalten, daß ihre Kelche nicht nur mit Cölestin ausgefüllt wurden, sondern auch die Skelettsubstanz pseudomorphosiert wurde, was besonders an den dieser Korallengattung eigentümlichen, die Oberfläche überragenden »Säulchen« sichtbar ist. Nur die äußersten Teile der Kelche sind z. T. mit Kalkgesteinsmasse erfüllt, wodurch das Innere der Korallenstöcke abgeschlossen wurde, und die allmähliche Ausfüllung mit Cölestin zustande kommen konnte. Dieses deutet darauf hin, daß auch bei dem erstgenannten Stück der Vorgang der Umwandlungen derart war, daß zunächst eine Ausfüllung der Hohlräume und Ersetzung der Skelettsubstanz durch Cölestin stattfand, daß dieser Cölestin aber nachträglich in Lösung gebracht wurde, und sich aus dieser Lösung zum Schluß ein kleiner Rest als zweite Generation wieder niederschlug. Es beweist dieses eine sehr späte Ausscheidung des Minerals, von dessen syngenetischer Ausscheidung wenigstens in diesem Horizont keine Rede sein kann. Anders aber dürfte es im oberen Teile der Mokattamstufe sein. Diese Stufe führt auch Cölestin, und zwar außer in radialstrahligen Knollen noch in Form der schon von den älteren Autoren beschriebenen fossilführenden Kristalle. Die obere Mokattamstufe zeichnet sich aber faciell durch einen mehrfachen Wechsel von echt marinen, fossilführenden Kalkgesteinen mit bunten, fossilfreien Gipsmergeln aus. Diese Facies ist aber eine solche, daß man nach dem häufigen Vorkommen von Cölestin in derselben auf einen primären Zusammenhang hingewiesen wird. Außer den bekannten Cölestinvorkommnissen in der Schwefelgipsformation Siziliens, Spaniens usw. ist hierbei auch an die Cölestine der vier faciell ähnlichen Formationsabteilungen des deutschen Mesozoicums zu erinnern, des Röts, des mittleren Muschelkalkes, Gipskeupers und der oberjurassischen Mündermergel. Ebenso wie der Gips, der sich in allen Schichten des Mokattameocäns als Fasergips sekundär wieder ausgeschieden findet, dürfte der Cölestin teilweise gewandert sein — derselbe kommt im alleruntersten Mokattam auch als Fasermineral vor — und durch Deszension aus der oberen Mokattamstufe in den Baustein von Kairo gelangt sein. (Eine ausführlichere Mitteilung über diesen Gegenstand ist in Vorbereitung und wird an anderer Stelle veröffentlicht werden.)

Weiter machte der Vortragende in bezug auf die von ihm kürzlich beschriebenen Sandsteinkegel aus dem oberen Unterdevon der Gegend von Marburg (vgl. Geol. Rundschau 3. 1912. S. 537—543, Taf. 7, und Sitzungsber. Ges. z. Beförder. d. ges. Naturwissensch. zu Marburg, 1912, S. 49—55) die Mitteilung, daß sich neuerdings auch die von ihm vermuteten Wellenfurchen im Hangenden der betreffenden Schicht gezeigt haben, wodurch um so mehr die Ähnlichkeit der fossilen mit den von DEECKE beobachteten rezenten Kegeln angezeigt wird. Übrigens scheint das Vorkommen schon früher bekannt gewesen zu sein, da eine Platte mit Sandsteinkegeln, allerdings ohne Etikette, aber im Gestein und auch sonst nicht hiervon unterscheidbar, sich in der allgemein-geologischen Sammlung des Berliner Museums für Naturkunde gefunden hat, worauf der Vortragende durch Dr. FR. HERRMANN freundlichst aufmerksam gemacht wurde.

Derselbe legte endlich Stromatolithe in Verknüpfung mit Oolithen vor, welche ihm vom Provinzial-Museum in Hannover zur Bearbeitung überwiesen worden waren. Sie entstammen einer Höhe beim Dorfe Yocalla zwischen Challapatra und Potosi in Bolivien, wo sie in großer Menge vorkommen sollen. Die

Ooide liegen in charakteristischer Weise in den Vertiefungen der protuberanzenartigen Oberfläche der Sintermasse.

In der Diskussion bemerkt Herr STEINMANN dazu, daß ihm diese Vorkommnisse bei Potosi aus eigener Anschauung bekannt seien, und daß dieselben der Kreideformation angehörten.

Herr M. BLANCKENHORN (Marburg) legte eine Suite von ihm gesammelter Rillensteine aus der Umgebung des Niltals vor und besprach die verschiedenen Erklärungsversuche, die bisher für deren Entstehung gegeben worden sind.

In der Diskussion bemerkte Herr STEINMANN, daß nach seinen Beobachtungen in südamerikanischen Wüsten die Oberfläche der Rillensteine durch die lösende Wirkung der, wenn auch sehr selten, so doch mit enormen Wassermassen herabstürzenden Nachmittagsregen hervorgerufen werde, deren Wasser infolge der Insolationshitze des Bodens sehr stark erhitzt würde. Jedenfalls gehe die Wirkung von oben nach unten, und der gelöste Kalk scheide sich vielfach unter den Steinen wieder ab.

Sonntag, d. 4 Mai.

An der Exkursion beteiligten sich 24 Personen. Man stieg zunächst über die Wehrshauser Höhe hinab nach Wehrshausen und besichtigte dort die Bausandsteinzone und den Zechstein.

Der Weitermarsch führte dann zu den Hercynvorkommen unweit der Damm-Mühle, wo auch Versteinerungen gefunden wurden, und zu den versteinerungsleeren Silurschichten. Nachdem noch eine kleine liegende Falte und eine winzige, in das ältere Paläozoicum eingebrochene Zechsteinscholle als Beispiele für die am Ostrande des Schiefergebirges herrschenden tektonischen Verhältnisse besichtigt worden waren, fuhr man mit Wagen zu einem Steinbruch in den Hercynkonglomeraten bei Hermershausen und von dort über Niederweimar nach einem großen Aufschluß in carbonischen Grauwacken und kleinen, am Gehänge auftretenden Lößvorkommen mit Fossilresten, nach deren Besichtigung die Rückfahrt nach Marburg angetreten wurde.

Bericht der Ortsgruppe Frankfurt am Main.

Sitzung am 6. Februar 1913.

Der Schriftführer gibt im Jahresbericht an, daß die Zahl der Mitglieder von 82 auf 115 stieg; der Kassenbericht ergibt ein Plus von 379,08 Mark.

Ing. ELSCHNER (Gießen): Über die Inselphosphate der Südsee, besonders der Insel Nauru. Zahlreiche Gesteinsstücke und Photographien zur Demonstration.

Dr. ing. JAFFÉ: Über die Lagerungsverhältnisse und den tektonischen Bau der Radium- u. a. Erze (Uranpecherze) am Edelleutstollen b. Joachimstal.

Am 25.—29. März beteiligten sich zahlreiche Mitglieder an der Tagung und den Exkursionen des oberrheinischen geologischen Vereins.

Sitzung vom 8. Mai 1913.

R. E. LIESEGANG: Über eine Reihe von Erscheinungen, die sich durch Diffusion erklären lassen, besonders über den durch GOTHAN zur Festlegung paläoklimatischer Verhältnisse benutzten Zusammenhang von Jahresringen und wechselndem Klima, sowie über die neueren Arbeiten von HÖGBOM.

W. WENZ: Alter und Herkunft der Basalte in der Gegend von Frankfurt a. M.

Die bisherigen Ansichten über Alter und Herkunft der Basalte in der Umgegend von Frankfurt gehen zurück auf eine Beobachtung O. BOETTGERS, die dieser

im Jahre 1874 bei einer Grabung zwischen Affenstein und Grüneburg machte[1]). Nach Boettgers Angaben fanden sich unter der Doleritdecke, die den höchsten Teil des Affensteinhügels bildet, graue Tertiärtone mit Lapilli. Dann folgten fossilführende Tone mit einer eigenartigen Fauna, wie man sie später in der Schleusenkammer wieder fand, und endlich unten wieder Dolerit.

Boettger zog aus dieser Beobachtung den Schluß, daß hier zur Zeit der Ablagerung der Corbiculaschichten, denen die oben erwähnten fossilführenden Tone angehören sollten, ein Vulkan in Tätigkeit war (»Affensteinvulkan«), der auch die Basalte lieferte. Dasselbe Alter glaubte man nun auch den übrigen Basalten zuschreiben zu müssen und man nahm auch bei ihnen an, daß sie an Ort und Stelle aus Spalten hervorgedrungen seien. Diese Anschauungen über das Alter und die Entstehung der Basaltvorkommen um Frankfurt sind nicht nur in die Spezialliteratur eingedrungen[2]), sondern haben auch neuerdings in zusammenfassenden Darstellungen und Lehrbüchern[3]) Aufnahme gefunden. Die neueren Beobachtungen haben indessen keine Bestätigung dieser Ansichten geliefert, sondern gerade im Gegenteil ihre Unhaltbarkeit dargetan.

Was die fossilführenden Letten betrifft, die zwischen beiden Basalten liegen sollen, so ist für sie schon früher nachgewiesen worden, daß sie nicht zu den Corbiculaschichten gerechnet werden dürfen, sondern vielmehr als Obermiocän aufzufassen sind[4]).

Indessen liegt zunächst die obere Basaltmasse gar nicht unmittelbar auf diesen obermiocänen Mergeln, sondern innerhalb der oberpliocänen Sande und Tone; und zwar hat sich dies Verhalten nicht nur hier, sondern auch bei den übrigen Basaltvorkommen in der Nähe Frankfurts, wo eine Untersuchung möglich war, gezeigt (Steinheim, Bockenheim, Eckenheim, Luisa, Bohrloch N usw.). Es folgen nämlich dem oben erwähnten Obermiocän noch unterpliocäne Schichten (Schieferletten mit *Hydrobia slavonica* zum Teil mit Braunkohlen und lokal. Prosostheniemergel), dann oberpliocäne Sande und Tone (etwa 10—40 m mächtig), hierauf die Basaltdecke, deren Dicke dort, wo sie nicht nachträglich durch Verwitterung vermindert ist, nur wenig (zwischen 11—14 m) schwankt und endlich wieder der recht mächtige Rest der pliocänen Sande und Tone. Damit ist gezeigt, daß diese Basalte alle ein und derselben Zeit angehören. Sie sind deshalb auch stratigraphisch recht wichtig, insofern man prä- und postbasaltisches Oberpliocän unterscheiden kann (Kinkelin).

Was die untere Basaltmasse betrifft, die also unter den obermiocänen Landschneckenmergeln liegen müßte, so ist zu beachten, daß Boettger erst nach Beendigung der Grabung eintraf, sich also nicht selbst von ihrem Vorhandensein

---

[1]) Palaeontographica, Bd. 24, S. 188.

[2]) Ich will hier nur einiges anführen:

1877 Boettger, Die Fauna der Corbiculaschichten. Paläontogr., Bd. 24, S. 188.

1883 Lepsius, Das Mainzer Becken, S. 123.

1884 Kinkelin, Die Schleusenkammer von Frankfurt-Niederrad und ihre Fauna. Ber. d. Senckenb. naturf. Ges., S. 235.

1884 Boettger, Fossile Binnenschnecken aus den untermiocänen Corbicula-Tonen von Niederrad bei Frankfurt. Ber. d. Senckenb. naturf. Ges., S. 278.

1892 Kinkelin, Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermaintales usw. Abh. z. geol. Spezialk. v. Preußen. Bd. IX, H. 4, S. 45, 213.

[3]) Walther, Geologie von Deutschland, 2. Aufl., S. 234.

[4]) Wenz, *Gonostoma* (*Klikia*) *osculum* und ihre Verwandten im mitteleurop. Tertiär. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturk. Jahrg. 64, S. 87. Fischer u. Wenz, Verzeichnis und Revision der tertiären Land- und Süßwasser-Gastropoden des Mainzer Beckens. X. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Beil, Bd. 34, S. 509ff.

überzeugen konnte, sondern vielmehr auf die Aussagen der Arbeiter angewiesen war, und anderseits, daß jene Tertiärschichten oft von Bitumen ganz schwarz gefärbte harte, etwas löcherige Kalke enthalten, die dem Laien leicht Basalte vortäuschen können. Nachdem nun alle Bohrungen, die jene Schichten durchteuften, weder in nächster Nähe noch auch in größerer Entfernung niemals Basalte antrafen, dürfen wir annehmen, daß diese älteren Basalte nicht existieren. Sie teilen diese Eigenschaft mit einem zweiten in der Literatur erwähnten Vorkommen älterer Basalte. KINKELIN gibt an[1]), daß bei Wilhelmsbad »untermiocäner Letten zwischen älterem verwittertem Basalt und dem oberen mächtigen Lager von Anamesit« liege. Der Literaturverweis[2]) zeigt indes klar und deutlich, daß der »ältere verwitterte Basalt« nichts anderes als der nicht abgebaute blasige untere Teil der Decke ist, unter dem dann erst die erwähnten tertiären Letten folgen.

Doch zurück zu dem Vorkommen am Affenstein. Es bleiben hier immer noch die »Lapilli« zu erklären. Leider waren im Museum der Senckenb. Ges. keine Proben davon zu finden; dafür aber mehrere Dünnschliffe, die ich unter der freundlichen Beihilfe von Herrn Prof. Dr. SCHAUF durchsehen konnte. Das Präparat vom Affenstein erwies sich als typischer Anamesit und nichts deutete darauf hin, daß es von einem Lapillo herrührte. Ich vermute, daß es von der löcherigen, etwas verwitterten und daher wohl zum Teil in kleine Bröckchen zerfallenen Unterseite der Decke herrührt. Die beiden andern Präparate ließen deutlich erkennen, daß sie nichts mit einem Eruptivgestein zu tun haben. Es sind gleichmäßig dunkle Massen. Sie tragen die Aufschrift »Dondorf«, stammen also auch aus den obermiocänen Landschneckenmergeln. Vielleicht sind es jene kleinen zelligen Algenkalkbröckchen, die durch ihre Form leicht *Lapilli* vortäuschen können; indes liefert die mikroskopische Untersuchung darüber keine Gewißheit.

Was nun die Natur dieser Basaltvorkommen betrifft, so haben eine Reihe von Untersuchungen darüber Aufschluß gegeben. Ich erinnere hier vor allem an die schönen Untersuchungen SCHAUFS über die Steinheimer Anamesitdecke[3]). Sie haben mit Evidenz gezeigt, daß die älteren Ansichten HORNSTEINS und KINKELINS, wonach hier Durchbrüche erfolgten, die mehrere Decken übereinander lagerten, unhaltbar sind, und die Stromnatur dieses Vorkommens dargetan. Weiter haben spätere Beobachtungen KINKELIN selbst gezeigt (Bohrloch a und N), daß die Basalte der Luisa eine über 4 km breite Decke bilden. Trotzdem hält KINKELIN noch immer daran fest, daß diese Basaltvorkommen lokalem Empordringen der Lava ihre Entstehung verdanken, obwohl auch die vielen Bohrungen, die den Basalt durchteuften, niemals irgendwelche Anhaltspunkte dafür lieferten. Er bringt das Empordringen in Zusammenhang mit Verwerfungsspalten, die die tertiären Schichten durchsetzen. Prüfen wir einmal diesen letzten Punkt. Da hat sich gezeigt, daß alle Vorkommen, die einer genaueren Untersuchung zugänglich waren, unter- und rings umlagert waren von denselben pliocänen Sanden und Tonen, die wir schon oben als Liegendes des Basaltes erkannten. (Steinheim, Luisa, Bockenheim usw.). Dies zeigt schon, daß es sich höchstens um Spalten, nicht aber um Verwerfungen handeln kann. Vielmehr verlaufen die Verwerfungen, wie ich später zu zeigen gedenke, außerhalb der Basaltvorkommen. Kann man so keinen einzigen Grund angeben, der für den lokalen Durchbruch der Basalte spricht, so liefern die Beobachtungen eine ganze Reihe von Gründen, die für die Annahme einer Decke sprechen und zwar, wie ich hier gleich hervorheben will, für eine einzige große, ehemals zusammenhängende Decke, die erst nachträglich zerstückelt worden ist.

[1]) KINKELIN, Vorgeschichte vom Untergrund und der Lebewelt des Frankfurter Stadtgebietes. S. 50.

[2]) v. REINACH. Erl. zu Blatt Hanau, S. 59, Nachw. XXXI.

[3]) SCHAUF, Beobachtungen an der Steinheimer Anamesitdecke. Ber. d. Senckenb. naturf. Ges. 1892, S. 3.

Das ist vor allem die gleichmäßige petrographische Beschaffenheit aller dieser Basalte, für die v. Leonhard den Namen Anamesite geprägt hat, weil sie nach seiner Ansicht zwischen den grobkörnigen Doleriten und den dichten Basalten mitten inne stehen sollten, dann die häufig beobachtete Flußstruktur (Fladenlava von Steinheim, Luisa, Affenstein, Bockenheim, Eschersheim), die Tatsache, daß die Ober- und Unterseite der Basalte blasig ausgebildet ist, wie man dies so häufig bei Strömen beobachtet; ganz besonders auch die sehr gleichmäßige Dicke (11 bis 14 m), da wo keine diluviale Verwitterung stattfand, sondern noch pliocäne Bedeckung vorhanden ist. Hat man nun nirgends Gänge oder Stiele beobachtet? Um solche zu finden, müssen wir schon tief in die Wetterau nach dem Vogelsberg hingehen, wo z. B. auf Blatt Hüttengesäß v. Reinach in der Nähe von Düdelsheim solche ermittelt hat[1]). Aber das sind keine Anamesite, sondern dichte Feldspatbasalte! Soviel mir bekannt ist, sind bis heute primäre Kuppen von Anamesit nicht bekannt, worauf Schottler besonders hinweist[2]), der weiter bemerkt[3]), daß die großen Trappdecken der Gießener Gegend wohl Masseneruptionen, Lavaüberschwemmungen nach Art der isländischen sind, die aus langen Spalten hervorbrachen. Besonders wichtig erscheint mir auch die Tatsache, daß sie überall von oberpliocänem Sand und Ton unterlagert sind.

Sieht man sich die Verteilung der vielen Basaltvorkommen auf der Karte an, so erkennt man, daß sie sich östlich und westlich von einem Gebiet verteilen, das von Basalten vollkommen frei ist. Im Westen liegen die Basalte von der Luisa, Bohrloch N, Pol, Bockenheim, Affenstein, Eschersheim-Berkersheim, Kalbach-Bommersheim, Gonzenheim, Ober- und Nieder-Erlenbach, Okarben, Ober-Wöllstadt, Ilbenstadt. Assenheim, im Osten: Hainstadt, Steinheim, Wilhelmsbad, Wachenbuchen, Mittelbuchen, Bruchköbel, Roßdorf, Windecken, Ostheim, Eichen usw. Dafür nun, daß das dazwischen liegende Gebiet, wie erwähnt, von Basalt frei ist, läßt sich kein plausibler Grund anführen, wenn man an der lokalen Entstehung der Basalte festhält. Die Erscheinung wird aber sofort verständlich, wenn man alle jene Vorkommen als einer Decke angehörig betrachtet. Auch dann sind immer noch zwei Annahmen möglich. Nimmt man mit Kinkelin an, daß sich zu beiden Seiten dieses Gebiets in voroberpliocäner Zeit Senken gebildet haben, die von den oberpliocänen Sanden und Tonen erfüllt wurden, so müßte man annehmen, daß der vom Vogelsberg kommende Strom sich teilte und die hohe Scholle beiderseits umschloß. Indessen gibt es noch eine zweite einfachere Annahme für die mir auch eine Reihe anderer Beobachtungen, auf die ich hier nicht näher eingehen kann[4]), zu sprechen scheinen. Ich nehme an, daß im Pliocän einst das ganze Gebiet überschottert war und dann erst die Absenkung und Grabenbildung stattfand. Unter diesen Umständen werden sich auch die Basalte über das ganze Gebiet als große Decke gelegt haben, sind aber später auf dem Horst mit den pliocänen Tonen und Sanden erodiert worden. Auch in den Senken setzte die Erosion ein. Leicht wurde die Basaltdecke im Diluvium unterspült, da lockere Sande und Tone ihr Liegendes bilden. An vielen Stellen ist dies deutlich zu beobachten.

Daß übrigens solche Ströme von etwa 30 km Breite nichts Überraschendes

---

[1]) v. Reinach, Erläuterung zu Blatt Hüttengesäß, S. 42.

[2]) Schottler, Die Eruptivgesteine der Blätter Gießen und Allendorf a. d. Lumda. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. Geolog. Landesanst.

[3]) Geolog. Führer durch das Großherzogtum Hessen. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. usw. Darmstadt 1911, S. 90.

[4]) Eine demnächst erscheinende Publikation soll sich mit diesen Fragen beschäftigen und zugleich auch einzelne Fragen, die hier nur angedeutet werden konnten, weiter ausführen.

haben, zeigt uns die Tatsache, daß man in Island (Skaptar Jökul) einen Strom von 45 km Breite beobachtet hat.

Ganz besonders wichtig erscheinen mir diese Feststellungen zur Bestimmung der Zeit der eruptiven Tätigkeit des Vogelberges, insofern sie uns zeigen, daß die Haupttätigkeit, während der die Ausbreitung der großen Trappdecken bis in die Gegend von Frankfurt erfolgte, ins Pliocän fällt.

Fr. Drevermann: Über das neuaufgestellte Skelett von Sinopa im Senckenberg-Museum.

Sitzung vom 5. Juni 1913.

R. E. Liesegang berichtete über einige Bombenfunde an der klassischen Stätte der Braunsschen Studien in der Eifel. Bei Auswürflingen aus Sandsteinen, Quarziten, Schiefern, Hornblenden und Sanidiniten sind alle Stadien vom unveränderten bis zu den durch innere Gasentwicklung außerordentlich aufgeblähten vorhanden. Daran wird außer den verschiedenen Temperaturgraden und der Dauer des Verweilens im Eruptionsrohr auch der verschiedene Gehalt an Gasbildnern schuld gewesen sein. Eine vorhergehende langsame Austrocknung eines Schiefers in der Kontaktzone beseitigt wenigstens einen Teil der Gasbildner. Findet man zuweilen aber auch Fleckschiefer gebläht, so können diese entweder nach der vorangegangenen Erhitzung nochmals Wasser aufgenommen haben, oder eine Oxydation der Kohlenstoffreste zu Kohlensäure war daran schuld. Bei Bomben aus unveränderten devonischen Kalken, wie sie Lehrer Jacobs fand, muß die Temperatur unter 800° gewesen sein. Zu einem Grobkristallinwerden reichte bei ihnen die Dauer der Erhitzung nicht aus. Auch eine Umwandlung der Gangquarze und Quarzite in Tridymit oder Cristobalit wurde bisher nicht beobachtet. Jacobs, dessen Monographie über die Laacher Gegend vorgelegt wurde, wird jedoch jetzt speziell hiernach suchen. — Zur Demonstration des Mechanismus der Blähung hatte Dr. Endell einige Präparate überlassen: Eine Obsidianbombe von Lipari wurde über die Explosionstemperatur auf 1000° erhitzt. Das Material hat das mehrfache des ursprünglichen Volumens angenommen und ist als Schwamm aus dem Tiegel hochgewachsen. Etwas Analoges wird beim Mt. Pelée der Fall gewesen sein. Erhitzt man noch weiter, so sinkt der Schaum wieder zusammen. Denn nun entweichen die Gase (Cl_2, HCl, NH_4Cl, CO_2, CO, SO_2), welche die Explosionshöhlen veranlaßt hatten. Bei einer abermaligen Erhitzung erweist sich dieses Gestein als tot. — Einige konzentrisch schalige Bomben vom Dreiser Weiher gaben Anlaß, auf eine Arbeit von Johnston-Lavis hinzuweisen, welche ganz vergessen zu sein scheint. Dieser berichtete 1894 in der Royal Dublin Society über eozoonal struierte Bomben des Monte Somma. Seine Tafeln zeigen wundervolle Bänderungen in diesen Gebilden. Dr. Endell sind kürzlich in der Kgl. Porzellanmanufaktur in Berlin Nachahmungen derartiger Strukturen gelungen, und er wird auf der Naturforscher-Versammlung in Wien darüber berichten.

W. Wenz: Über die Tektonik des östlichen Teils des Mainzer Beckens. Die Verwirrung in der Stratigraphie der Gegend läßt sich nach Aufklärung der tektonischen Verhältnisse verhältnismäßig leicht beseitigen. Die tektonische Scholle der hohen Straße tritt als trennender Horst zwischen zwei seitlichen Grabenbrüchen hervor; die Einbrüche sind postbasaltisch. (Eine ausführliche Arbeit ist in Vorbereitung.)

Prof. Petersen lud ein zur geologischen Exkursion der chemischen Gesellschaft nach Groß-Biberau unter Führung von Geh. Rat Lepsius und Prof. Klemm-Darmstadt.

Sitzung am 2. Oktober 1913.

W. Schauf: Über ein neues Eruptivgestein im Taunusquarzit.

Diskussion: H. Loretz, E. Franck.

W. Wenz: Über Tertiärvorkommen in der Rhön.

Diskussion: E. Franck.

Sitzung am 6. November 1913 (im Senckenberg-Museum.

E. Schwarz und F. Haas: Zur Entwicklung des afrikanischen Stromsystems, vgl. u.

Diskussion: E. Naumann.

F. Drevermann: Über die Ausgrabungen in der Sirgensteinhöhle, unter Demonstration des im Museum neu aufgestellten Profils.

Sitzung am 4. Dezember 1913 (im Völkermuseum).

E. Franck: Die neue Hauser-Sammlung, mit Demonstrationen.

Zur Entwicklung der afrikanischen Stromsysteme.

Von **Fritz Haas** und **Ernst Schwarz.**

Vortrag gehalten in der Ortsgruppe Frankfurt a. M. der Geologischen Vereinigung am 6. November 1913.

Mit 1 Figur.

1. Alexander, B.: From the Niger to the Nile, London 1907.

2. Boettger, O.: Schnecken aus dem Tsad-See (Nachrichtsbl. d. deutsch. Malakozool. Gesellschaft. Vol. 37. p. 23 (1904).

3. Cornet, J.: Les dépots superficiels et l'érosion continentale dans le bassin du Congo. (Bull. soc. belge de Géol. Vol. 10. p. 44.) (1896).

4. Kobelt, W.: Das Nilrätsel. (Nachrichtsbl. d. deutsch. Malakozool. Ges. Vol. 43. p. 50.) (1911).

5. Lemoine, P.: Afrique occidentale. (Handbuch d. Reg. Geol., herausgeg. v. G. Steinmann u. O. Wilckens. Vol. VII, 6a.) (1913).

6. v. Martens, E.: Süßwasserconchylien vom Südufer des Tsadsees. (Sb. Ges. nat. Fr. Januarheft [1903]).

7. Pallary, P.: Catalogue de la Faune malacologique de l'Egypte. (Mém. Inst. Egypt. Vol. II, Heft I. p. 3.) (1909).

8. Parkinson, F.: English Colonies on West Coast of Africa and Liberia (Handbuch d. Reg. Geol., herausgeg. v. G. Steinmann u. O. Wilckens. Vol. VII, 6a.) (1913).

9. Penck, A.: Die Formen der Landoberfläche und Verschiebungen der Klimagürtel. (Sitzungsber. Akad. Wiss. Berlin. II. Kl. p. 77.) (1913).

Die Arten von Säugetieren, die die afrikanische Steppenzone vom Senegal durch den Sudan und Ostafrika bis zum Kap bewohnen, lassen sich in eine Reihe von Lokalformen zerlegen, die sich jedoch im allgemeinen lückenlos miteinander verbinden lassen. Nur an einer Stelle ist dies nicht der Fall, im Gebiet des Tschadsees. Wohl schließen sich die östlich des Tschad und am Schari lebenden Formen eng an die des Nilgebiets, wie auch diejenigen Nordnigeriens an die Senegambiens oder der Goldküste an, aber zwischen den östlich des Tschad und den westlich von ihm vorkommenden Formen haben sich Übergänge bisher nicht nachweisen lassen. So sind für das Westgebiet z. B. die Kuhantilopen der Bubalis major-Gruppe, die Büffel der Bubalus caffer planiceros-Gruppe und die Grasantilopen der Adenota kob kob-Gruppe, für das Ostgebiet dagegen die Gruppen des Bubalis lelwel, des Bubalus caffer caffer und der Adenota kob leucotis charakteristisch.

Dieser merkwürdige Gegensatz läßt sich wohl nur daraus erklären, daß sich eine Zeitlang ein Hindernis zwischen beide Faunen geschoben hatte und sie in getrennten Entwicklungszentren sich selbständig entwickeln ließ. Welcher Art war aber dieses Hindernis?

Da sich nun die Süßwasserfaunen (Fische, Schnecken, Muscheln) des Nil-, Tschad-, Kongo- und Nigergebietes einander außerordentlich nahestehen und auf eine ehemalige Verbindung dieser Systeme hinweisen, so lag die Vermutung nahe, daß der die Landfaunen isolierende Faktor eine große, zusammenhängende ehemalige Süßwasserbedeckung gewesen sei, für deren Lage und Ausdehnung die Form der Landoberfläche gewisse Anhaltspunkte bot.

Das tropische Afrika ist nämlich durch vier große Becken charakterisiert, die an einigen Punkten Reste ehemaliger Wasserausfüllungen in Gestalt von verschwindenden Seen zeigen, und in denen sich jedesmal ein radial angeordnetes Bewässerungssystem oder seine Spuren nachweisen läßt. Diese sind: Das Becken nördlich des großen Nigerbogens, das wir als das Timbuktubecken bezeichnen wollen, das Tschadbecken, das Kongobecken und im Süden das Ngami-

Fig. 1.

becken. Die natürlichen Grenzen dieser Becken sind die sie umgebenden archaischen und palaeozoischen Randgebirge. Durch Lücken in diesen Gebirgen kommunizieren die drei nördlichen Becken miteinander, und das Timbuktubecken öffnet sich im Nordwesten zum Atlantischen Ozean.

Einem dieser drei in irgendeiner Weise kommunizierenden Süßwasserbecken muß auch der Weiße Nil tributär gewesen sein, und zwar zu einer Zeit in der ihm außer dem Abfluß des Viktoria Nyanza, des Albert- und Albert-Edward-Sees auch die Wasser des Kivu, Tanganyika und Nyassa zuströmten. Der Beweis für diese Annahme liegt in der Verbreitung der Unioniden-Gattung Caelatura, die nur im Gebiet der drei nördlichen Becken, des Weißen Nils und in nur wenig modifizierter, dem Seenleben angepaßter Gestalt in den afrikanischen Grabenseen vorkommt. Der Weg, den der Weiße Nil nach Westen nahm, weist deutlich auf das Tschadbecken hin und führt durch das Sumpfgebiet des Bahr el Ghazal

über den Bahr Keeta (Bungul) zum Schari; denn zwischen dem Bahr Keeta und den Zuflüssen des Bahr el Ghazal liegt nur eine niedere Sumpffläche, keine eigentliche Wasserscheide.

Dieses waren die Resultate, zu denen uns das Studium der Tierverbreitung und der physikalischen Karte führte. Die Ausgestaltung des Bildes im einzelnen mußte der geologischen Forschung überlassen bleiben, die, wie unsere Literaturstudien zeigten, schon recht viel Einzelarbeit geleistet hat, zur Vereinigung der verschiedenen Beobachtungen zu einem einheitlichen Bilde jedoch noch nicht gelangt ist. Auch die großen Sammelreferate von Lemoine und Parkinson im 7. Band des »Handbuch der regionalen Geologie«, die uns übrigens erst nach unserem Vortrag bekannt wurden, beschränken sich auf rein objektive Zusammenstellung des bisher Bekannten, ohne selbst verbindende Schlüsse zu ziehen. Immerhin entheben uns diese beiden Arbeiten der Zusammenstellung der vorhandenen Literatur, da wir auf ihr fast vollständiges Literaturverzeichnis verweisen können; nur einige wichtigere Arbeiten, die dort fehlen, haben wir im Anfang aufgeführt.

Aus den geologischen Arbeiten geht hervor, daß sich in allen von uns angenommenen Becken an gewissen Stellen ausgedehnte limnische Ablagerungen aus geologisch junger Zeit vorfinden.

Für das Kongogebiet hat Cornet (3) (1896) das frühere Vorhandensein eines gewaltigen, vom Meere getrennten Binnensees nachgewiesen, der sich von den Stanley-Fällen bis zum Kassai erstreckte, der schließlich durch einen Küstenfluß von Westen her angezapft wurde, als dessen Reste der Leopold II-See, der Matumba-See und der Stanley-Pool aufgefaßt werden können, und an dessen tiefster Stelle der Kongo sein Bett gegraben hat.

Auch im Tschadgebiet sind umfangreiche limnische Ablagerungen (Arnauld, Tilho, Garde u. a.) nachgewiesen worden, die sich nördlich bis zum Südfuße des Tibestimassivs erstrecken, die im Süden mit denen des Kongobeckens in Verbindung stehen und Reste von Mollusken und Fischen enthalten, wie sie noch heute im Tschad leben. Den Zusammenhang des Tschads mit dem Nil, auf den die Fauna hinweist, hat Tilho über den den Tschad mit dem Bodelé verbindenden Bahr el Ghazal (nicht zu verwechseln mit dem dem Weißen Nil zufließenden Flusse gleichen Namens) und über Tibesti gesucht. Schon Arnauld und Lemoine erschien diese Ansicht unwahrscheinlich; dieser Zusammenhang ist sicher auf diesem Weg unmöglich, angesichts der bedeutenden Höhe des Tibestimassivs. Auch ein ehemaliger See im Timbuktubecken muß als bewiesen gelten, nachdem Chudeau bis zu einer Entfernung von 200 km nördlich des Nigerknies Süßwasserablagerungen festgestellt hat, die Mollusken, wie sie auch der Niger führt, enthielten. Wegen der Flüsse, die diesem Timbuktusee von allen Seiten zuströmten, und zu denen der obere Senegal, der obere Niger und der obere Volta gehörten, verweisen auf Lemoines schöne Karte (S. 41).

Von außerordentlicher Bedeutung sind endlich die Funde von marinen Ablagerungen cretazischen und tertiären Alters in verschiedenen Teilen des westlichen Sudan, worauf die Franzosen, vor allem Garde und de Lapparent, hingewiesen haben, die heute nicht sehr weit westlich des Tschadgebietes nachgewiesen sind und zweifellos mit denjenigen Nordafrikas in Beziehung stand.

Diese beschriebenen Tatsachen scheinen uns Beweise für unsere Anschauung zu sein. Bringt man sie unter einen einheitlichen Gesichtspunkt, so schließen sie sich zu der nachstehend ausgeführten Gedankenkette zusammen:

Spätestens zur älteren Kreidezeit wurden Nordafrika, Ägypten, die westliche Sahara, das Tschad- und das Kongobecken von einem Meere überflutet, aus dem die alten Massive, wie Tibesti und Air, als Inseln oder Halbinseln hervorragten. Als dieses Meer nach Westen und Norden zurückwich, blieben an den tiefsten Stellen Wasseransammlungen zurück, die, da sie einen Abfluß zum Meere hatten, von den ihnen zuströmenden Flüssen allmählich ausgesüßt wurden. Diese letzte Verbindung mit dem offenen Meere ist wohl an der Rio de Oro-Bucht zu suchen,

in deren Hinterland junge marine Ablagerungen, miocänen Alters, festgestellt sind. Diese Restbecken sind eben die Becken, von denen wir ausgegangen waren, das Timbuktu-, das Tschad- und das Kongobecken. Der wasserreichste, daher für die Aussüßung bedeutungsvollste Tributär dieser Becken war der Abfluß der ostafrikanischen Grabenseen, der heute als Weißer Nil seine Wasser dem Mittelmeer zuführt, und den wir als Urschari bezeichnen wollen, da er der alte Oberlauf des Schari ist. Seine Wassermenge wurde ziemlich früh etwas verringert, da durch die Erhebung der Kirunga-Vulkane zwischen Albert-Edward-See und Kivu und des Rungwe zwischen Nyassa und Tanganyika, Kivu, Tanganyika und Nyassa zunächst abflußlos wurden.

Die Entleerung der großen Becken erfolgte durch Anzapfungen an verschiedenen Stellen. So schuf der Fluß, den wir heute den unteren Niger nennen, einen Abfluß des Timbuktusees zum Guineabusen und legte seinen Wasserspiegel zunächst so tief, daß die bisher überflutete Schwelle zwischen ihm und dem Tschad trocken wurde und die Verbindung dieser beiden Becken aufhob. Später lief das Becken weiter leer; in seinem trocken gelegten Boden gruben sich die bisherigen Zuflüsse neue Betten und vereinigten sich zum heutigen Nigersystem. Mit der abnehmenden Wasseroberfläche wurde auch das ohnehin nicht sehr feuchte Klima noch trockener und vollendete die Trockenlegung des Beckens, die durch Abfluß nach dem Meere eingeleitet war, durch Austrocknung. Die heute salzigen Seen bei Timbuktu sind die Reste des ehemaligen großen Sees, die zahlreichen Arme des Djoliba, das ehemalige Delta dieses Flusses an seiner Mündung in das Timbuktubecken.

Auch das Kongobecken erhielt seinen Ausfluß zum Meere dadurch, daß der bei Banana mündende Küstenfluß durch rückschreitende Erosion das trennende Randgebirge durchbrach. Wie der Niger im Timbuktubecken, so gruben sich hier der Kongo mit seinen Nebenflüssen ihre Läufe, und auch hier erhielten sich in lokalen Depressionen kleinere Seen, wie der See Leopold II und der Matumba See.

Die niedere Senke, die Kongo- und Tschadbecken miteinander verband, verwandelte sich nach dem Leerlaufen des ersteren in eine sumpfige Niederung durch die der Uëlle dem Tschad zufloß. Erst in recht junger Zeit zog das erosionskräftigere Kongosystem den Uëlle durch den Ubangi an sich und beraubte den Tschad auf diese Weise eines seiner wichtigsten Zuflüsse. Noch heute besteht keine eigentliche Wasserscheide zwischen dem Kongo- und dem Tschadsystem, denn das beide mehr verbindende als trennende Sumpfgebiet entleert sich durch zahlreiche innergreifende Wasseradern nach beiden Seiten.

Weit folgenschwerer als die Enteignung des Uëlle durch den Kongo war für den Tschad der Verlust des Urschari, der von dem Blauen Nil her angezapft und zum Mittelmeer abgelenkt wurde. Damit war das Schicksal des Tschads besiegelt; denn jetzt überwog die Verdunstung in dem sich von Westen her ausbreitenden trockenen Klimas den Zufluß, der See schrumpfte zusammen und zerfiel in der Folge in mehrere Seen, die an den tiefsten Stellen übrig blieben. Wohl blieb er zunächst süß, da er im Bahr el Ghazal einen Abfluß besaß, der zum Bodelé führte, der einstweiligen Verdunstungspfanne des ganzen Systems. Schließlich sank der Spiegel des Tschads so sehr, daß auch dieser Abfluß unmöglich wurde, und seit jener Zeit begann der See selbst salzig zu werden und ist heute nur noch an den Mündungen des Schari und des Yo süß. Den Rest des dem Tschad tributären Systems (Logonne, Schari) wird wohl der Niger an sich ziehen. Schon heute ist der Benue, nachdem er das Mandaragebirge durchschnitten hat, siegreich in das Gebiet des Logonne eingedrungen, hat einen der Quelläste desselben zu seinem eigenen Quellfluß gemacht und wird bald den Lagonne durch den Tuburi völlig erobert haben. Die Anzapfung des Schari selbst ist dann nur noch eine Frage der Zeit. Der Tschadsee muß also austrocknen, da ihm auch Meteorwasser bei dem völligen Mangel an feuchten Winden — ihre Feuchtigkeit verlieren sie schon an der Küste — nicht zuteil wird.

Unsere Betrachtungen über das Schicksal des Tschads lassen sich nicht mit denen von Penck (9) (1913) vereinbaren, der ein Wachstum desselben konstatieren will. Die vermehrte Wasserführung seiner Zuflüsse, auf die er dieses Wachstum zurückführt, kann durch unsere Ausführungen als widerlegt gelten. Der verhältnismäßig geringe Salzgehalt, den Penck mit der Jugend des Sees erklären möchte, läßt sich weit zwangloser auf den ehemaligen Abfluß zu einer außerhalb gelegenen Verdunstungspfanne (Bodelé) zurückführen.

Im Zusammenhang mit der Trockenlegung des Tschadbeckens gedachten wir schon des Nils, dem wir uns jetzt zuwenden müssen. Als der Weiße Nil noch als Urschari zum Tschad floß, lag die Nilquelle im Tana- (= Dembea-)See in Abessinien, sein Lauf, von Chartum abwärts, war der Unterlauf des Blauen Nils. Da Abessinien neben vielen, zweifellos später eingewanderten äthiopischen Faunenelementen einen palaearktischen Faunengrundstock besitzt [Steinbock (*Capra walie*), Fuchs (*Simenia simensis*), eine echte Clausilie (*Clausilia schweinfurthi*)], da der Blaue Nil selbst einen echten *Unio* aus dem Formenkreise des palaearktischen *Unio pictorum*, den *Unio dembeae* besitzt, der noch im Diluvium des unteren Nils gefunden wurde, so dürfen wir in diesem »Urnil« einen palaearktischen Fluß erblicken. Erst als er den Urschari zu sich herübergezogen hatte, erhielt er die äthiopischen Faunenelemente, die bis zu seiner Mündung vordrangen, und die heute für ihn charakteristisch sind (vgl. Lemoine S. 44 und Boettger (2) [1904]).

Ihren ehemaligen Zusammenhang mit dem Urscharisystem können auch die heute nach anderen Systemen abfließenden Seen des ostafrikanischen Grabens, Kivu und Tanganyika einerseits, Nyassa andererseits, durch ihre dem des Urscharisystems nahestehende Fauna nicht verleugnen. Obwohl mehr oder minder durch Isolation in Seebecken modifiziert sind die Unioniden dieser Seen echte Caelaturen, und auch ihre so thalassoid anmutenden Schnecken schließen sich eng an die in den Flüssen des Urscharigebietes lebenden Formen an. Als der Abfluß dieser Wasserbecken durch die Erhebung der Grabenvulkane abgeschnitten wurde, blieben sie eine Zeit lang isoliert, bis dann wohl zuerst der Nyassa durch den Shire dem Indischen Ozean gewonnen wurde; etwas länger muß, nach der stärkeren Spezialisierung seiner Fauna zu schließen, die Isolierung des Tanganyika gedauert haben, bis auch seine Anzapfung durch das Kongosystem seiner Abflußlosigkeit und der des Kivu ein Ende machte.

Einen eigenen Entwicklungsgang durchlief das Ngamibecken. Die Tatsache, daß die in ihm verlaufenden oder entspringenden Flüsse keinen Angehörigen der Gattung *Caelatura*, sondern die eigene Unionidengattung *Cafferia* besitzen, weist darauf hin, daß es in jüngerer Zeit keine Verbindung mit dem benachbarten Kongobecken gehabt hat. Seine Entleerung mag einmal durch klimatische Einflüsse bewirkt worden sein, andererseits durch die allseitige Anzapfung von der Küste her, die ihm Kunene, Oranje, Limpopo und Sambesi entführte. Der heutige Ngami-See, die Etoscha- und Makari-kari-Pfannen, sowie der Tschobe-Sumpf sind seine Reste.

Der untere Sambesi, der das Ngamibecken anzapfte, gehört in das System der ostafrikanischen Küstenflüsse, deren nördlichster wahrscheinlich der Hauasch ist, und deren leider noch sehr unvollständig bekannte Muschelfauna deutlich nach Vorderindien hinweist.

Die äußerst umfangreiche Literatur, die wir zum großen Teil den freundlichen Mitteilungen der Herren Prof. Dr. Bornhardt-Berlin, Dr. E. Hennig-Berlin, Prof. Dr. v. Stromer-München, P. Pallary-Oran, Prof. Termier-Paris, Prof. Dr. Wahnschaffe-Berlin verdanken, findet sich eingehend bei Lemoine (5) und Parkinson (8) aufgeführt. Wir zitieren deshalb außer diesen nur einige wichtigere bei ihnen nicht erwähnte Arbeiten.

Einladung

zur Hauptversammlung

am Samstag, den 10. Januar 1914 nachmittags 3 Uhr in Frankfurt a. M. im Großen Hörsaal des Senckenberg-Museums, Viktoriaallee 7.

1. Geschäftssitzung:
   Jahresbericht — Ersatzwahl zum Vorstand.
2. Angemeldete Vorträge:
   H. Gerth (Bonn): Bodenbeschaffenheit und Bodenschätze der Argentinischen Republik.
   K. Walther (Montevideo): Über den geologischen Charakter und das Alter der Pampas-Formation in Uruguay.
   G. Steinmann (Bonn): Vom internationalen Geologenkongreß in Canada.
   G. Klemm (Darmstadt): Über Parallelstruktur in Eruptivgesteinen.
   W. Salomon (Heidelberg): Über juvenile und vadose Wasser.
   H. Philipp (Greifswald): Untersuchungen über Gletscherstruktur und Gletscherbewegung.
   Anmeldung weiterer Vorträge erbeten an Dr. Drevermann, Frankfurt a. M., Viktoriaallee Nr. 7.
3. Photographische Sonderausstellung von Werner und Winter (Frankfurt a. M.) im Senckenberg-Museum für die Mitglieder der Geologischen Vereinigung: Reproduktion und Vergrößerung geologischer und palaeontologischer Objekte.

Abends: Zwangloses Beisammensein im Restaurant Kaiserkeller (vom Museum mit Trambahnlinie 4 bis Kaiserstraße fahren).

Sonntag, 11. Januar 1914: Besichtigung des Meteorologisch-Geophysikalischen Taunus-Observatoriums auf dem kleinen Feldberg, unter Führung des Leiters Dr. F. Linke. — Abfahrt: 8.48 Hauptbahnhof, Fahrkarte 3. Kl. nach Königstein; Frühstück $12^1/_2$ Uhr auf dem Großen Feldberg; Rückfahrt: 3.18 ab Cronberg; Frankfurt Hauptbahnhof an 3.52.

Inseraten-Beilage zu „Geologische Rundschau“
Band IV, Heft 8

Verlag von WILHELM ENGELMANN in Leipzig und Berlin

Geologie von Deutschland
und den angrenzenden Gebieten

von

Richard Lepsius

1. TEIL:

Das westliche und südliche Deutschland

Mit 1 geolog. Karte, 1 Tafel farbiger Profile und mit 136 Profilen im Text
XIV, 800 Seiten gr. 8.

Geheftet M. 24.—, in Halbfranz gebunden M. 27.—
Davon einzeln:
Lieferung 1: M. 8.25. Lieferung 2: M. 5.25. Lieferung 3: M. 10.50.

2. TEIL:

Das nördliche und östliche Deutschland

Mit 88 Profilen im Text und 2 Profil-Tafeln. VI, 549 Seiten gr. 8

M. 18.—, in Halbfranz gebunden M. 21.—
1. Lieferung: Mit den Profilen 1—58 im Text (S. 1—246) M. 8.—
2. Lieferung: Mit den Profilen 59—88 im Text und 2 Profiltafeln (VI und Seiten 247—549) M. 10.—

3. TEIL, 1. LIEFERUNG:

Schlesien und die Sudeten

Mit 28 Profilen und Lageplänen im Text und einer tektonischen Karte der Sudeten. IV, 194 Seiten gr. 8

M. 8.—

Die zweite Lieferung des dritten Teiles bildet den Schluß des ganzen Werkes und wird die deutschen Alpen behandeln.

VERLAG VON THEODOR STEINKOPFF, DRESDEN UND LEIPZIG

GEOLOGISCHE DIFFUSIONEN

von

Raphael Eduard Liesegang

Umfang 11¼ Bogen mit 44 Abbildungen
Preis M. 5.—, in Leinen gebunden M. 6.—

Als der Verfasser vor 2 Jahren jene seltsamen physikalisch-chemischen Phänomene, welche Wilhelm Ostwald als Liesegangsche Ringbildung bezeichnet hatte, zur Erklärung der Achat-Entstehung heranzog, ging es wie ein befreiendes Aufatmen durch die Kreise der Geologen und Mineralogen. Denn nun waren ja Anschauungen, bei deren Vortrag man immer ein etwas schlechtes Gewissen gehabt hatte, durch plausiblere ersetzt.

Daß ähnliche Diffusionstheorien auch auf andere Gebiete übertragen werden könnten, das machten die bald folgenden Publikationen von E. Geinitz über Konkretionen und gebänderte Feuersteine, von E. Hatschek und A. L. Simon über Goldvorkommen, und andere wahrscheinlich.

Nun hat in der vorliegenden Schrift der Verfasser diese Prinzipien noch viel weiter ausgedehnt. Das Kapitelverzeichnis gibt nur ganz oberflächlich Anhaltspunkte dazu, was alles auf dem engen Raum verarbeitet ist.

Es kann nicht daran gezweifelt werden, daß das Buch nicht allein alle jene Wissenschaftler, welche schon mit den Diffusionen in der Geologie rechneten, zu weiterer Anwendung dieser Prinzipien veranlassen wird, sondern daß auch die Praktiker der Erzlagerstätten einen großen Nutzen daraus ziehen werden. Der Anfang ist ja auf Grund der Goldarbeit von Hatschek und Simon schon gemacht.

Ein Blick in das reiche Inhaltsverzeichnis wird aber auch manchen Wasseringenieur, manchen Techniker der Zement- und verwandten Industrien verlocken, die Schrift einem eingehenden Studium zu unterziehen. Außerdem finden hier die Physiker und Chemiker endlich einmal einen großen Teil jener überraschenden Diffusionsphänomene zusammengestellt, welche der Verfasser im Laufe des letzten Vierteljahrhunderts in zahlreichen Einzelartikeln beschrieben hatte.

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig und Berlin

Soeben erschien:

Ludwig van Beethovens

Eigenhändiges Skizzenbuch

zur Neunten Symphonie

Album von 39 Seiten in Quer-Klein-4-Format. Originalgetreue Faksimile-Wiedergabe in Lichtdruck, mit einem Bildnis L. v. Beethovens. In imit. Pergamentband mit Goldpressung. Preis: 10 Mark.

Numerierte Luxusausgabe (Auflage: 50 Exemplare) auf Büttenpapier in echtes Schaf-Pergament gebunden. Preis: 25 Mark.

Das Manuskript, von des Meisters eigener Hand in Tinte und Blei geschrieben, ist von höchster musikalischer Bedeutung und hervorragendem Wert, enthält es doch Entwürfe zu Beethovens erhebendster Symphonie, die **gänzlich unveröffentlicht geblieben sind. Zerstreut unter den Skizzen finden sich Diabelli'sche Variationen und am Schluß eine Niederschrift des Diabelli-Walzers.** Die Themen weichen in diesem Skizzenbuch zum Teil erheblich von der endgültigen Fassung in der Symphonie ab.

Dieses bedeutende, aus dem Besitze von Artaria stammende Skizzenbuch wird dem Musikhistoriker wichtige Aufschlüsse geben und in Fachkreisen außerordentliches Interesse hervorrufen.

Aber nicht nur Berufsmusiker sind Interessenten für diese Neuerscheinung, sondern vor allem die große Beethoven-Gemeinde und alle Freunde der Musik, denen das eigenartige und inhaltreiche Album des Meisters als sinnige Gelegenheitsgabe willkommen sein wird.

Das Buch eignet sich ganz vorzüglich als Weihnachtsgeschenk.

Über

Geologie, Mineralogie und Kristallographie

erschienen in meinem Verlag u. a. folgende Werke:

Arldt, Theodor, **Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt.** Ein Beitrag zur vergleichenden Erdgeschichte. Mit 17 Figuren im Text und 23 Karten. XIX u. 730 S. gr. 8. Geh. M. 20.—, in Leinen geb. M. 21.50.

Blanckenhorn, Max, und **M. L. Selenka,** **Die Pithecanthropus-Schichten auf Java.** Ergebnisse der namens und mit Unterstützung der Akademie der Jubiläums-Stiftung der Stadt Berlin und der Kgl. Bayr. Akademie der Wissenschaften zu München unternommenen Selenkaschen Trinil-Expedition unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen. Mit 65 Textabbildungen und 32 Tafeln. VII, XLII u. 269 S. gr. 4. Geh. M. 50.—.

Buschman, J. O. Freiherr von, **Das Salz,** dessen Vorkommen und Verwertung in sämtlichen Staaten der Erde. Herausgegeben mit Unterstützung der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien aus der Treitl-Stiftung.

I. Band. Europa. Mit einem ausführlichen Register zu beiden Bänden. XIV u. 768 S. Lex. 8. M. 26.—; in Halbfranz geb. M. 30.—.

II. Band. Asien, Afrika, Amerika und Australien mit Ozeanien. XVI u. 506 S. Lex. 8. M. 18.—, in Halbfranz geb. M. 22.—.

Credner, Hermann, **Elemente der Geologie.** Elfte, neubearbeitete Auflage. Mit 636 Figuren im Text. XVIII u. 811 S. gr. 8. Geh. M. 16.—, in Leinen geb. M. 17.50.

Groth, P., **Einleitung in die chemische Krystallographie.** Mit 6 Textfiguren. V u. 80 S. gr. 8. In Leinwand geb. M. 4.—.

— **Physikalische Krystallographie** und Einleitung in die krystallographische Kenntnis der wichtigsten Substanzen. Vierte, neubearbeitete Auflage. Mit 750 Abbildungen im Text und 3 Buntdrucktafeln. XIV u. 820 S. gr. 8. Geh. M. 19.—. In Halbfranz geb. M. 22.—.

— **Chemische Krystallographie.** In vier Teilen. gr. 8. Teil I: Elemente. Anorganische Verbindungen ohne Salzcharakter. Einfache und komplexe Halogenide, Cyanide und Azide der Metalle, nebst den zugehörigen Alkylverbindungen. Mit 389 Figuren im Text. VIII u. 626 S. In Leinen geb. M. 20.—. — Teil II: Die anorganischen Oxo- und Sulfosalze. Mit 522 Figuren im Text. VII u. 914 S. In Leinen geb. M. 32.—. — Teil III: Aliphatische und hydroaromatische Kohlenstoffverbindungen. Mit 648 Figuren im Text. IV u. 804 S. In Leinen geb. M. 30.—.

Holtheuer, Richard, **Das Talgebiet der Freiberger Mulde.** Geologische Wanderskizzen und Landschaftsbilder. X u. 124 S. 8. M. 1.50.

Köhler, G., **Lehrbuch der Bergbaukunde.** Sechste, verbesserte Auflage. Mit 728 Textfiguren und 9 lithographierten Tafeln. XXIV u. 858 S. gr. 8. M. 18.—, in Halbfranz geb. M. 20.50.

Köhler, Gustav, **Die Rücken in Mansfeld und in Thüringen** sowie ihre Beziehungen zur Erzführung des Kupferschieferflözes. Mit 13 Tafeln, davon 2 Karten, und 7 Textabbildungen. 29 S. Lex. 8. M. 5.—.

Köhler, Oswald P., **Die Entstehung der Kontinente, der Vulkane und Gebirge.** Mit 2 Abbildungen im Text. VI u. 58 S. gr. 8. M. 1.60.

Lehmann, O., **Flüssige Kristalle,** sowie Plastizität von Kristallen im allgemeinen, molekulare Umlagerungen und Aggregatzustandsänderungen. Mit 483 Figuren im Text und 39 Tafeln in Lichtdruck. VI u. 264 S. gr. 4. In Mappe M. 20.—.

— **Die Krystallanalyse** oder die chemische Analyse durch Beobachtung der Krystallbildung mit Hilfe des Mikroskops mit teilweiser Benutzung seines Buches über Molekularphysik. Mit 73 Figuren im Text. VI u. 82 S. gr. 8. M. 2.—.

Reyer, E., **Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung.** Mit 8 Tafeln. 40 S. gr. 8. M. 1.80.

— **Geologische und geographische Experimente.**

1. Heft: Deformation und Gebirgsbildung. Mit 158 Figuren u. 1 Tafel. 52 S. 8. M. 1.80.

2. Heft: Vulkanische und Massen-Eruptionen. Mit 215 Figuren. 55 S. 8. M. 1.80.

3. und 4. Heft: Rupturen. — Methoden und Apparate. Mit 85 Figuren auf 12 Tafeln. 32 S. 8. M. 2.—.

— **Geologische Prinzipienfragen.** Mit 254 Textfiguren u. 1 Tafel. X u. 202 S. 8. M. 4.40.

Schenck, Rud., **Kristallinische Flüssigkeiten und flüssige Kristalle.** Mit 86 Figuren im Text. VIII u. 159 S. gr. 8. Geh. M. 3.60, in Leinen geb. M. 4.40.

Sommerfeldt, E., **Geometrische Kristallographie.** Mit 31 Tafeln und 69 Abbildungen im Text. X u. 139 S. gr. 8. M. 7.—.

Steinmann, Gustav, **Einführung in die Paläontologie.** Zweite, vermehrte und neubearbeitete Auflage. Mit 902 Figuren im Text. XII u. 542 S. gr. 8. Geheftet M. 14.—, gebunden M. 15.20.

— **Die geologischen Grundlagen der Abstammungslehre.** Mit 172 Figuren im Text. IX. u. 284 S. gr. 8. Geh. M. 7.—; in Leinen geb. M. 8.—.

Steinmann, Gustav, und **Ludwig Döderlein,** **Elemente der Paläontologie.** Mit 1030 Figuren im Text. XIX u. 848 S. gr. 8. Geh. M. 25.—; in Halbfranz geb. M. 27.—.

Viola, C. M., **Grundzüge der Kristallographie.** Mit 453 Abbildungen im Text. X u. 389 S. gr. 8. Geh. M. 11.—; in Leinen geb. M. 12.—.

Zirkel, Ferdinand, **Lehrbuch der Petrographie.** Zweite, gänzlich neu verfaßte Auflage. 3 Bände. gr. 8. Geh. M. 53.—, geb. M. 60.50. (Bd. I fehlt z. Zt.)

— **Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine.** Mit 205 Holzschnitten. VIII u. 503 S. Gr. 8. Geh. M. 10.—.

— **Elemente der Mineralogie.** Begründet von **Carl Friedrich Naumann.** Fünfzehnte, neu bearbeitete und ergänzte Auflage. Mit 1113 Figuren im Text. XI u. 821 S. Gr. 8. M. 14.—; in Halbfranz geb. M. 17.—.

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.

BAND IV HEFT 8

DERECHAL LIBRARY
JAN
OF GEOL

GEOLOGISCHE RUNDSCHAU

ZEITSCHRIFT FÜR ALLGEMEINE GEOLOGIE

UNTER MITWIRKUNG DER
DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

HERAUSGEGEBEN VON DER

GEOLOGISCHEN VEREINIGUNG

UNTER DER REDAKTION VON

G. STEINMANN
(BONN)

W. SALOMON (HEIDELBERG) O. WILCKENS (STRASSBURG i. E.)

ERSCHEINT JÄHRLICH IN 8 HEFTEN VON JE 4—5 BOGEN
ABONNEMENTSPREIS M. 12.—. EINZELHEFTE M. 2.—

LEIPZIG UND BERLIN
VERLAG VON WILHELM ENGELMANN
1913

Ausgegeben am 12. Dezember 1913.

INHALT

Seite

I. Besprechungen:

A. Unter der Redaktion der Geologischen Vereinigung:

Die pampinen Sierren Zentralargentiniens. (H. Gerth) 577

B. Unter der Redaktion der Deutschen Geologischen Gesellschaft:

Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschland in diluvialer Zeit. Nachtrag. (C. Gagel) 588

II. Bücher- und Zeitschriftenschau 592

III. Personalia usw.

Professor Emil Philippi-Stiftung 595

IV. Geologische Vereinigung.

Versammlung in Marburg am 3. und 4. Mai 596

Bericht der Ortsgruppe Frankfurt a. M. 598

F. Haas und H. Schwarz, Zur Entwicklung der afrikanischen Stromsysteme 603

Einladung zur Hauptversammlung 608

Beilage: Titel und Inhaltsverzeichnis für Band IV.

Die Fachgenossen und Verleger werden gebeten, Bücher und Sonderabzüge zum Zweck der Besprechung an den Verleger der Rundschau, Wilhelm Engelmann, Leipzig, Mittelstraße 2 zu senden. Ebendahin sind auch Beschwerden über nicht zugegangene Hefte der Zeitschrift zu richten.

Zusendungen an die Redaktion.

An den Redakteur Professor **G. Steinmann, Bonn,** *Poppelsdorfer Allee 98* sind zu senden:

1. Manuskripte von Aufsätzen und kleineren Mitteilungen, Notizen usw.
2. Besprechungen aus den Gebieten: Tektonik, Niveauschwankungen, Morphologie, Erosion, Glazialgeologie, Sedimentbildung, Erdöl, Kohlen, usw. Geologischer Unterricht.

An den Mitredakteur Professor **W. Salomon, Heidelberg:**[2]

Besprechungen aus den Gebieten: Chemische Geologie, Petrographie, Salzlagerstätten, Metamorphosen, Erzgangbildung, Präkambrium, Erdinneres, Vulkanismus, Erdbeben, Geologie anderer Weltkörper, Technische Geologie.

An den Mitredakteur Professor **O. Wilckens, Straßburg i. E.,** *Ruprechtsauer Allee 22:*

Besprechungen aus den Gebieten: Stratigraphie, Regionale Geologie.

Die Verfasser von Aufsätzen und Mitteilungen erhalten 100 Sonderabzüge unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten. Zusammenfassende Besprechungen werden mit 60 ℳ, Einzelreferate und kleinere Mitteilungen mit 40 ℳ für den Bogen honoriert. Von den Besprechungen werden 50 Sonderabzüge unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten geliefert.

Über die Beigabe von Abbildungen ist vorherige Verständigung mit der Redaktion erforderlich.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:
Autornamen ..... (Majuskel), Fossiliennamen — — — — (kursiv), wichtige Dinge ———— (gesperrt), Überschriften ═══ (fett).

Auszug aus den Satzungen der „Geologischen Vereinigung".

§ 3. Mitgliedschaft.

*Die Anmeldung zur Mitgliedschaft erfolgt an den Kassenführer**. Das Eintrittsgeld beträgt 5 M., der Jahresbeitrag 10 M. für Personen sowohl wie für Institute, Bibliotheken usw. Die lebenslängliche Mitgliedschaft einer Person kann durch einmalige Zahlung von 250 M. erworben werden. Wer eine einmalige Zahlung von 1000 M. leistet, wird als Stifter geführt. Alle Mitglieder erhalten die **„Geologische Rundschau"** (8 Hefte zu 4—5 Bogen im Jahre) unentgeltlich und portofrei zugestellt.

Der Jahresbeitrag ist bis Ende Januar an den Kassenführer einzuzahlen*, andernfalls wird er durch Postauftrag erhoben. Verweigerung der Zahlung bedeutet Austritt aus der Vereinigung und zieht Einstellung der Zusendung der Zeitschrift nach sich.

Der Vorstand:

Ehrenpräsident:	**E. Suess** (Wien)
I. Vorsitzender:	**E. Kayser** (Marburg)
Stellvertret. Vorsitzender:	vacat
» »	**G. A. F. Molengraaff** (Haag)
» »	**P. Termier** (Paris)
» »	**Th. Tschernyschew** (St. Petersburg)
Schriftführer:	**Fr. Drevermann** (Frankfurt a. M., Senckenbergisches Museum, Victoria Allee 7)
Stellvertret. Schriftführer:	**R. Liesegang** (Frankfurt a. M.)
Redakteur:	**G. Steinmann** (Bonn)
Mitredakteur:	**W. Salomon** (Heidelberg)
»	**O. Wilckens** (Straßburg i. E.)
* Kassenführer:	**H. Schulze-Hein** (Frankfurt a. M., Eschenheimer Anlage.

F. WIRTZ ✻ DARMSTADT

LITHOGRAPHIE UND STEINDRUCKEREI,
KARTOGRAPHISCHE ANSTALT

Ausführung geologischer Karten in Schwarz- und Vielfarbendruck.
Herstellung von Tuschzeichnungen zur Übertragung für Photolithographie und Lieferung von Klischees.

Dr. Paul Michaëlis ○ Sächsische Mineralien- und Lehrmittel-Handlung.

Dresden-Blasewitz, Schubertstraße 12.

Mineralien, Gesteine, speziell sächsischer Lokalitäten.

Neue mineral.-geologische Liste auf Wunsch.

Soeben ist erschienen:

Allgemeiner mineralogisch-geologischer

Lehrmittel-Katalog

für den Schulgebrauch.

II. Auflage. Erster Teil.

Mit über 100 Abbildungen.

Diese neue Auflage hat im Vergleich sehr bedeutend an Umfang und Inhalt zugenommen; der vorliegende erste Teil allein umfaßt XXII u. 240 Seiten Text, also für sich schon ungefähr das doppelte der ersten Auflage.

Er enthält zunächst die **Einzelverzeichnisse** der **Mineralien, Gesteine** und **Fossilien** und die **kleineren Schulsammlungen;** es folgen die **größeren Schulsammlungen** für den **Lehrbedarf an höheren Schulen,** getrennt nach **Mineralogie, Kristallographie, Petrographie, Geologie,** und **Technologie,** die so eingerichtet sind, daß sie sich zugleich auch zu **Übungssammlungen** für **Studierende** und **Praktikanten** in den mineralogischen und geologischen Instituten der Universitäten und andern Hochschulen eignen.

Der zweite Teil des Kataloges wird im Anfang des nächsten Jahres im Druck erscheinen.

Im Laufe des Monats November 1913 erscheint das

Petrographische Semester-Verzeichnis No. 9

welches einen Überblick über die neuen Zugänge unseres ausgedehnten Gesteinslagers während des letzten Jahres gibt.

Unsere fortgesetzten Bemühungen, von einer größeren Anzahl neu beschriebener Gesteinstypen gutes Material in charakteristischen Handstücken zu beschaffen, sind nicht ohne Erfolg geblieben, wie aus der systematischen Zusammenstellung zu ersehen ist. Desgleichen können wir mehrere neue und interessante Lokalsammlungen, die unter der Mitwirkung namhafter Forscher gesammelt sind, anbieten. So z. B. die interessanten Gesteine aus dem **Nordingra-Distrikt** in **Schweden,** aus dem Manganerz-Distrikt von **Brosteni** in **Rumänien,** von **Pantelleria** und einer Anzahl von **Inseln** der **Liparischen Gruppe** u. a. m.

Auch das neue

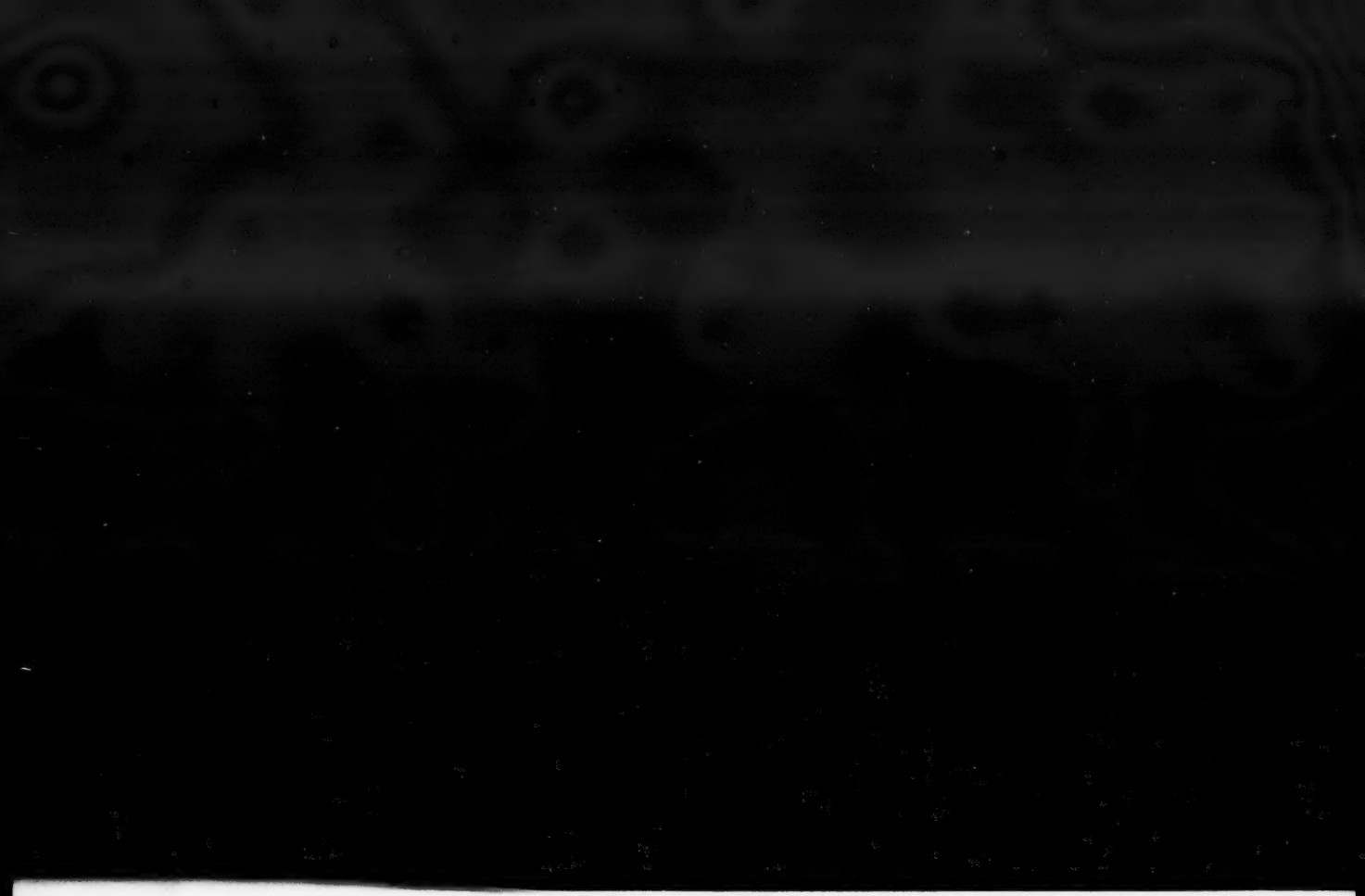
Mineralogische Semester-Verzeichnis No. 16

wird in kurzer Zeit erscheinen und eine reichhaltige Auswahl prachtvoller Museums-Schaustücke sowie neue Mineralien und neue Mineralvorkommen bieten; unter letzteren erwähnen wir herrliche Stufen von **Azurit** und **Malachit** von den **Otavi**-Kupfergruben, **Rubellit** und eine Reihe seltener Mineralien aus **Brasilien** und **Madagaskar** u. vieles andere.

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein** Gegr. 1833.

In diesem Hefte befinden sich Ankündigungen von Gebr. Borntraeger, Verlagsbuchhandlung in Berlin über »Generalregister für das Geologische Zentralblatt« und von Wilhelm Engelmann in Leipzig und Berlin über »Dannemann, Die Naturwissenschaften«, »Keller, Die Antike Tierwelt« und »Newcomb-Engelmann, Populäre Astronomie« 5. Auflage.